



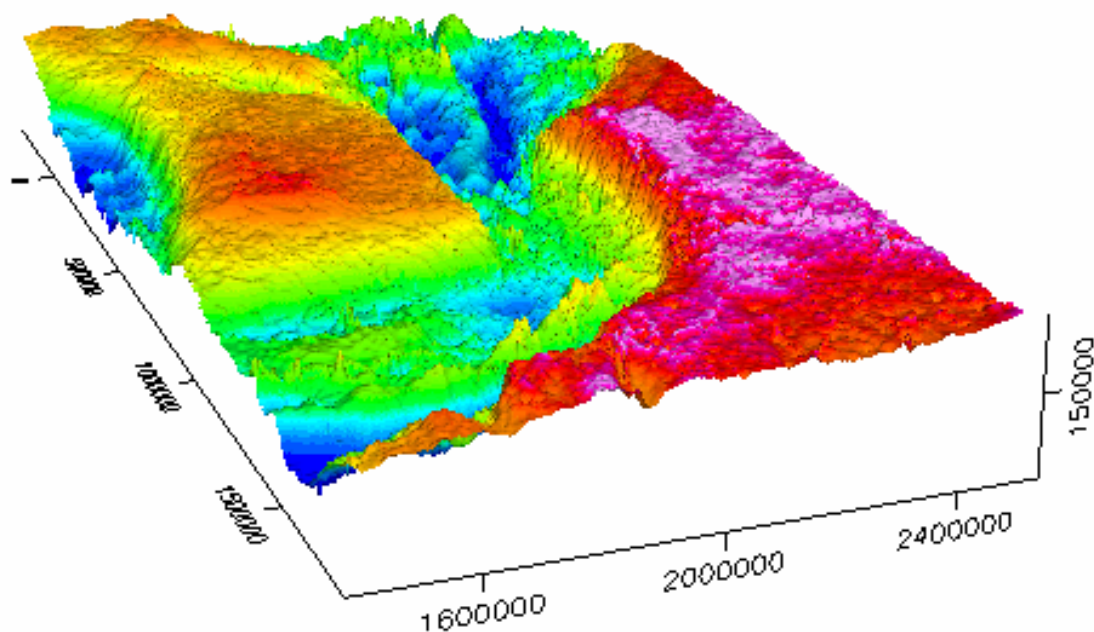
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA



TRABAJO DE INVESTIGACIÓN DE TERCER CICLO

PROGRAMA DE DOCTORADO:
GEOLOGÍA DINÁMICA Y AMBIENTAL.

GEODINÁMICA DEL BORDE NORESTE DE LA PLACA CARIBE



Directores:

Andrés Carbó Gorosabel.

Alfonso Muñoz Martín.

José Luis Granja Bruña

Mayo 2005

PROGRAMA DE DOCTORADO:
GEOLOGÍA DINÁMICA Y AMBIENTAL.

DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

Tema de Investigación de Tercer Ciclo:
MÉTODOS GEOFÍSICOS APLICADOS A LA GEODINÁMICA.

Tema Específico:
GEODINÁMICA DEL BORDE NORESTE DE LA PLACA CARIBE.

Directores del Trabajo:

Dr. Alfonso Muñoz Martín*
Dr. Andrés Carbó Gorosabel*

**Departamento de Geodinámica,
Facultad de Ciencias Geológicas,
Universidad Complutense de Madrid.*

VºBº Directores:

Fdo.: Alfonso Muñoz Martín.

Fdo.: Andrés Carbó Gorosabel

Madrid, mayo de 2005.



ÍNDICE

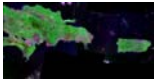
Página

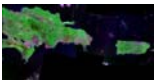
I. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS.	1
II. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y MARCO GEOTECTÓNICO.	4
2.1. LA PLACA CARIBE.	5
2.2. EL BORDE NORTE DE LA PLACA CARIBE.	12
2.3. MARCO GEOGRÁFICO, GEOFÍSICO Y GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO: LA ESPAÑOLA Y PUERTO RICO-ISLAS VÍRGENES.	15
2.3.1. BATIMETRÍA.	16
2.3.2. GRAVIMETRÍA.	17
2.3.3. GEODESIA.	18
2.3.4. SISMICIDAD.	19
2.3.7. DIVERSIDAD DE CONTEXTOS TECTÓNICOS.	21
2.3.8. MODELOS TECTÓNICOS MÁS ACEPTADOS.	26
III. ANTECEDENTES: CRONOLOGÍA.	29
IV. METODOLOGÍA.	48
4.1. SISTEMAS DE NAVEGACIÓN Y POSICIONAMIENTO.	49
4.2. BATIMETRÍA.	50
4.3. GRAVIMETRÍA.	52
4.3.1. FUNDAMENTOS.	52
4.3.1.1. ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS.	55
4.3.2. ENLACES CON LAS REDES TERRESTRES.	57
4.3.3. INSTRUMENTACIÓN.	57
4.3.4. ADQUISICIÓN DE LOS DATOS.	58
4.3.5. PROCESADO DE LOS DATOS Y REALIZACIÓN DE MAPAS.	59
4.3.6. PRÓXIMOS TRABAJOS.	62
4.4. GEOMAGNETISMO.	63
4.4.1. FUNDAMENTOS.	63
4.4.1.1. ANOMALÍAS MAGNÉTICAS CORTICALES.	64
4.4.2. ADQUISICIÓN Y REDUCCIÓN DE LOS DATOS.	65
4.4.3. INSTRUMENTACIÓN.	66
4.4.4. REALIZACIÓN DE MAPAS.	68



4.4.5. PRÓXIMOS TRABAJOS.-----	68
4.5. MÉTODO SÍSMICO. -----	69
4.5.1. GENERALIDADES. -----	69
4.5.2. FUENTES DE ENERGÍA. -----	73
4.5.3. CONTROL DEL TIEMPO Y POSICIÓN DE DISPARO. -----	74
4.5.4. ADQUISICIÓN DE DATOS SÍSMICOS. -----	74
4.5.5. PROCESADO REALIZADO. -----	75
4.5.5. PRÓXIMOS TRABAJOS. -----	76
4.5.6. SÍSMICA DE ALTA RESOLUCIÓN. -----	76
V. TRABAJOS REALIZADOS-----	79
5.1. PLANIFICACIÓN Y DESARROLLO DE UNA CAMPAÑA DE GEOFÍSICA Y GEOLOGÍA MARINA: PROYECTO GEOPRICO-DO-----	80
5.1.1. EL PROYECTO-----	80
5.1.2. PLANIFICACIÓN Y DESARROLLO DE LA CAMPAÑA.-----	81
5.2. PRIMEROS RESULTADOS.-----	86
5.2.1. ANÁLISIS DE DATOS BATIMÉTRICOS.-----	86
5.2.2. ANÁLISIS DE MAPAS DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS DE BOUGUER.-90	
5.2.2.1. ANÁLISIS DEL MAPA DE PRIMERA DERIVADA VERTICAL DE ANOMALÍA DE BOUGUER.-----	94
5.2.3. ANÁLISIS DE MAPAS DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS.-----	86
5.2.4. ANÁLISIS DE DATOS DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN MULTICANAL.-----	98
5.2.5. ANÁLISIS DE DATOS DE SÍSMICA DE ALTA RESOLUCIÓN.-----	100
VI. COCLUSIONES.-----	103
VII. BIBLIOGRAFÍA.-----	106
VIII. ANEXOS.-----	116

Figura Portada; Mapa 3D de anomalías gravimétricas de Bouguer del noreste de la Placa Caribe a partir de los datos brutos de satélite de Sandwell & Smith (1998).





I. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS.

• El extremo noreste de la Placa Caribe ha sido estudiado ampliamente desde mediados del siglo XX, lo que nos da una idea del gran interés y expectación que ha despertado. A pesar del gran volumen de trabajo y del renovado interés por la peligrosidad de tsunamis, actualmente sigue dando lugar a discordia y enfrentados debates sobre aspectos tan fundamentales como el contexto tectónico general, la evolución geodinámica y la estructura de la cortical.

El gran interés que suscita esta zona se debe a peculiaridades tales como la elevada sismicidad (numerosos terremotos y tsunamis históricos), la escarpada batimetría, las mayores anomalías gravimétricas La Tierra (-380 mGales) y la existencia de una potente y extensa plataforma carbonatada basculada uniformemente y sin apenas deformación.

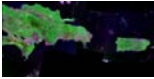
Para dar una explicación a este contexto tectónico en el cual se produce la interacción geodinámica de multitud de procesos (*rifting*, subducción, basculamiento, rotación, desgarres, transpresión y transtensión) se han propuesto diversos modelos tectónicos: subducción oblicua, deformación compartimentada, subducción opuesta (bipolar), arqueamiento cortical, rotación de bloques, interacción de microplacas, subsidencia, escape tectónico, *tear faults*, etc.

• Desde el 27 de mayo al 17 de abril de 2005 se ha realizado una campaña de geofísica y geología marina en la zona noreste de la Placa Caribe. Esta campaña está enmarcada dentro del proyecto GEOPRICO-DO: *Estructura y geodinámica del borde noreste de la Placa Caribe: Microplaca de Puerto Rico* (REN2003-08520-C02). Dicho proyecto, en el cual colaboran distintas instituciones nacionales e internacionales, está coordinado por la Universidad Complutense de Madrid y el Real Observatorio de la Armada de San Fernando (Cádiz). El objetivo general del proyecto es, como indica su título, profundizar en el conocimiento de la estructura y dinámica de las microplacas de Puerto Rico-Islas Vírgenes y La Española. Para ello, se trabaja sobre dos zonas, claramente diferenciadas, tanto por sus características tectónicas, como por la densidad de estudios:

-La zona noreste de Puerto Rico e Islas Vírgenes, con mayor volumen de trabajos, pero todavía se desconoce la estructura profunda y las causas de los recientes enjambres de terremotos que allí se producen.

-La zona sureste de La Española y sur de Puerto Rico donde se produce una gran deformación con posible subducción incipiente o infracabalgamiento y tiene muy poca densidad de estudios

En función del objetivo del proyecto se ha llevado a cabo la planificación de la campaña, en la cual se han tomado datos de sísmica de reflexión multicanal y sísmica de refracción, campos



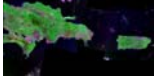
potenciales, sísmica de alta resolución y batimetría. La planificación de la campaña se ha realizado en función de los objetivos parciales de la zona norte y de la sur.

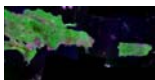
- Los objetivos principales de este trabajo de investigación son:

- Presentar un amplio contexto tectónico, enfocando desde la Placa Caribe en general, continuando con el borde norte de la Placa Caribe y hasta nuestra zona de estudio en el extremo noreste de la Placa Caribe, todo ello a partir de una amplia recopilación bibliográfica y de antecedentes.

- Presentar una metodología adaptada, donde se tratan los aspectos necesarios para la obtención de los resultados del trabajo, los fundamentos metodológicos y dando especial importancia a los métodos de adquisición, instrumentación y procesado.

- Presentar los trabajos realizados y los objetivos futuros, que van desde la planificación y desarrollo de la campaña Geoprico-do hasta un pequeño análisis y discusión de los resultados de campos potenciales, batimetría, sísmica de reflexión multicanal y sísmica de alta resolución (TOPAS).





II. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y MARCO GEOTECTÓNICO

Los nuevos datos aportados en este trabajo fueron adquiridos en el noreste de la Placa Caribe, y más concretamente en el noreste de la isla de Puerto Rico y en el sur de La Española y Puerto Rico (*Cap.: V, Figura: 5.1, Plan de campaña*). Debido al complejo marco tectónico, este capítulo se va a abordar mediante una aproximación, comenzando por una descripción el contexto general de la Placa Caribe, del borde norte de la placa y por último nos centraremos en nuestra zona de interés, la esquina noreste de la Placa Caribe y los modelos mas aceptados.

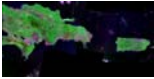
2.1. LA PLACA CARIBE.

La Placa Caribe se sitúa aproximadamente entre las longitudes de 60° y 90° O y entre las latitudes de 10° y 20° N (*Figura: 2.1*). Dentro del grupo de grandes placas litosféricas, la Placa Caribe se trata de una de las de menor superficie (4.000.000 Km²), presenta una forma aproximadamente rectangular y se extiende desde Centroamérica en su límite oeste hasta las Pequeñas Antillas en su límite este, desde sur de Cuba hasta el norte de Sudamérica (*Figuras: 2.1 y 2.2*).

Los principales límites de la Placa Caribe están marcados por la alta concentración de terremotos que se produce esencialmente en su periferia dando lugar a una franja ancha y difusa, y además por los procesos de vulcanismo activo en los márgenes este (arco volcánico de las Pequeñas Antillas) y oeste (Centroamérica) (*Figura: 2.1a*).

En función de la distribución de la sismicidad, del vulcanismo activo y de las zonas de expansión quedan definidos los límites de interacción de las cuatro grandes placas rígidas con la Placa Caribe: la Placa Norteamericana en los límites norte y este, la Placa Sudamericana en los límites sur y este, la Placa de Cocos en el límite oeste y la Placa de Nazca en el límite suroeste (*Figura: 2.1b*).

Los datos geológicos, geofísicos y geodésicos indican que la Placa Caribe se está moviendo actualmente hacia el este en relación a la Placa Norteamericana y a la Placa Sudamericana, aunque con respecto a esta última los datos no aportan mucha claridad. A partir de datos GPS (*Global Positioning System*), con respecto a la placa Norteamericana se mueve a 18-20 mm/año con azimut 070° (*Mann et al, 2002*) y con respecto a la placa Sudamericana en la mayor parte del límite se



mueve a 20 mm/año con azimuth 068° (Weber et al, 2001). Las tasas de movimiento que predice el modelo geodésico global NUVEL-1A propuesto por DeMets et al (1994) (Figura: 2.1b) para las placas de Cocos y Nazca con respecto a la placa Caribe están entre 59-74 mm/año en sentido noreste-este, luego sus movimientos mucho más rápidos y en diferente dirección que entre la Placa Caribe y las dos grandes placas americanas.

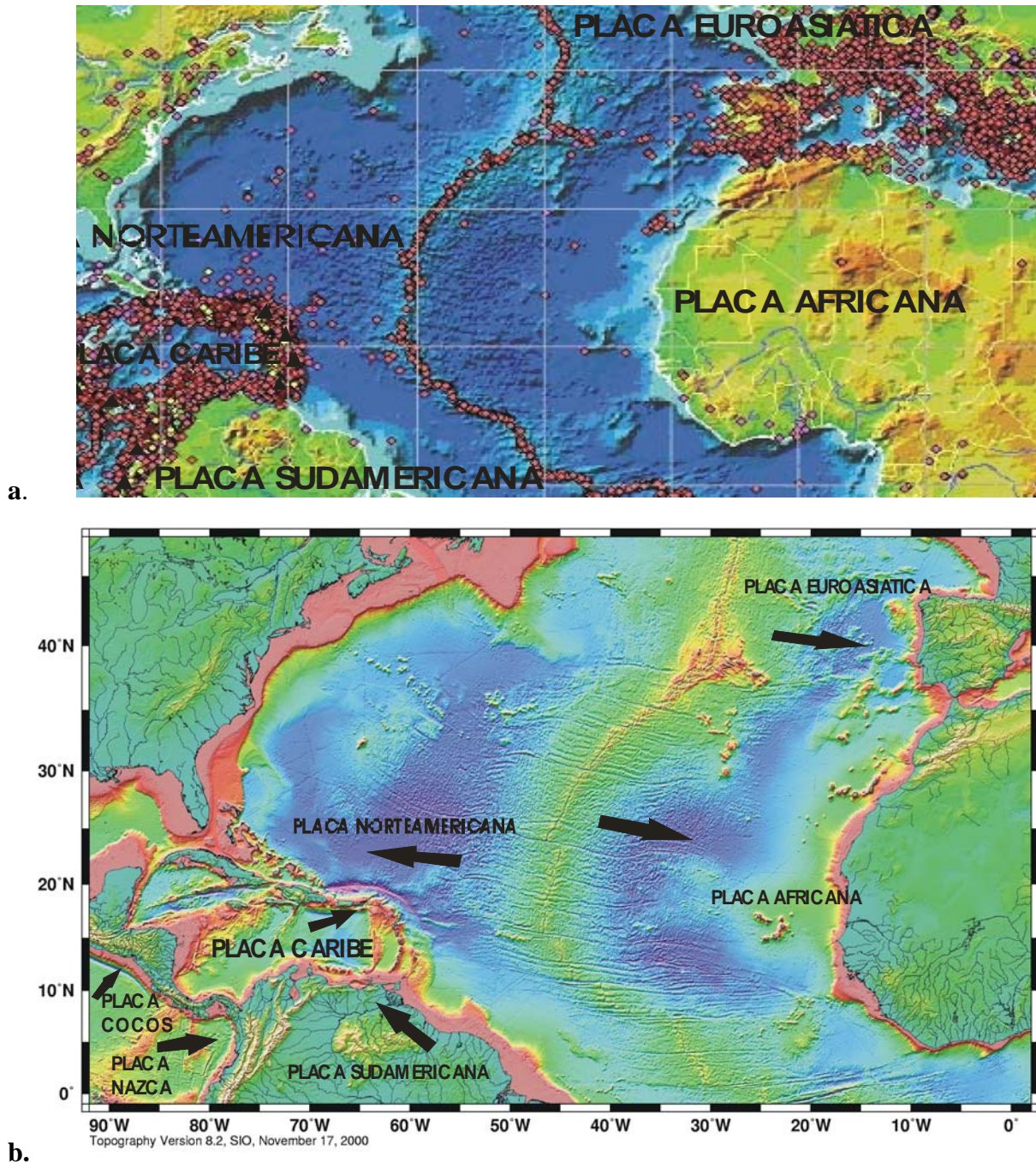
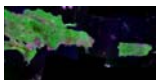


Figura 2.1: Contexto tectónico general de la Placa Caribe. a) Sismicidad (círculos rojos) y vulcanismo (triángulos negros) en los bordes de las placas. b) Basado de DeMets et al (1994), las Grandes Placas que interaccionan con la Placa Caribe y sus movimientos relativos.



Estas diferencias en las tasas de movimiento son acomodadas principalmente en las zonas de borde de la Placa Caribe (*Figura: 2.2*). Sus principales límites los podemos agrupar en:

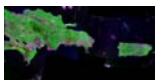
-Límites Transcurrentes: Constituidos por desgarres sinestrales conjugados con zonas de transpresión y transtensión a lo largo del borde norte (límite entre la Placa Caribe y la Placa Norteamericana) y desgarres dextrales junto zonas transpresivas y transtensivas a lo largo del borde sur (límite entre la Placa Caribe y la Placa Sudamericana). Estas estructuras se sitúan tanto dentro del continente (Centroamérica, Sudamérica) como en arcos isla (Grandes Antillas) y también sobre corteza oceánica (*Figura: 2.2*).

-Límites Convergentes: Definidos por los procesos de subducción de la litosfera oceánica del Atlántico que se está consumiendo a lo largo del límite este del Caribe, en la zona de subducción de las Pequeñas Antillas, y de la litosfera oceánica de la Placa de Cocos y una porción de la Placa de Nazca se están consumiendo a lo largo del borde oeste de la Placa Caribe en la zona de subducción Centroamericana (*Figura: 2.2*).

-Límite Divergente: Definido por la zona extensional (*rift*) del Centro de Expansión de las Caimán (tasa de apertura de 15 mm/año en dirección este-oeste). En el Paso de Mona también se produce extensión pero está claro que se trate de un borde principal de la Placa Caribe (apertura este-oeste de 5mm/año) (*Figura: 2.2*).

Concretamente, tanto el límite norte como el sur presentan una clara deformación compartimentada que se resuelve mediante el relevo de distintas estructuras. En el límite norte de la Placa Caribe se produce un movimiento transcurrente sinistral alineado este-oeste con una componente de convergencia oblicua (en la zona noreste de La Española, en la Fosa de Puerto Rico y en la Fosa de los Muertos), y con una componente de divergencia (*Rift* de Mona y *Pull-apart* de las Caimán). Esto se puede observar en el gran desarrollo de las estructuras de desgarre dentro de regímenes tectónicos transpresivos y transtensivos. El límite sur de la Placa Caribe es más complejo y difuso, no hay un límite transcurrente tan claro como en la zona norte, aquí se producen movimientos de desgarre dextrales pero con una traza superficial más sinuosa y con mayor importancia de la componente de convergencia.

En el interior de la Placa Caribe quedan vestigios de posibles límites antiguos de placa que actualmente se comportan como crestas rígidas y asísmicas, algunos ejemplos son la Cresta de Aves, la Cresta de Beata y el Escarpe de Hess (*Figura: 2.2*).



El resultado de la interacción de regímenes tectónicos tan diferentes en un mismo borde de placa es la formación de microplacas y bloques tectónicos (*Byrne et al*, 1985. *Mann et al*, 1995. *Jasnma et al*, 2000). En la zona norte tenemos las microplacas de Gonave y La Española y el Bloque de Puerto Rico- Islas Vírgenes (*Figura: 2.2*). En la zona sur están los bloques de Maracaibo, Romeral y Panamá (*Mann et al*, 1999) (*Figura: 2.2*).

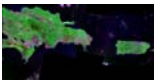
A partir de estudios de mecanismos focales realizados durante más de 25 años en los terremotos de la zona del Caribe se ha compilado un grupo representativo en el Catálogo de *Harvard*. Según estos datos, los grandes terremotos ($M_s > 4.5$) tienen lugar más frecuentemente en contextos tectónicos de subducción como en las Pequeñas Antillas y Centroamérica, y son menos frecuentes en límites transcurrentes como al norte y sur de la Placa Caribe.

Como peculiaridad los estudios de mecanismos focales y geodésicos han demostrado que la esquina noroeste de Sudamérica (Bloque de Maracaibo) está siendo desplazada hacia el noreste a lo largo del sistema de desgarres dextrales dentro de Colombia y Venezuela. Este desplazamiento parece deberse a la colisión durante el Neógeno del arco de Panamá con el noroeste de Sudamérica. Las placas litosféricas subducidas alcanzan en estas regiones los 150 Km de profundidad, en la zona de las Pequeñas Antillas y en Centroamérica.

El interior de la Placa Caribe está formado por una *Oceanic Plateau* (meseta oceánica) con un espesor que va desde 12 a 15 Km y con un carácter intermedio entre continental y oceánico, debido al emplazamiento rápido y extenso de flujos basálticos y *sills*, sobre ese basamento se depositaron unos 2 Km de sedimentos. El espesor y geoquímica de la meseta oceánica caribeña es similar a las del oeste del Pacífico incluyendo las de *Manihiki* y *Otong Java*, indicio que argumentan algunos autores para el origen Pacífico de la Placa Caribe (*Figura: 2.3*) (*Pindell & Barret*, 1990).

Las rocas del arco de islas de edad Cretácico-Eoceno se encuentran en un cinturón semicontinuo desde Cuba, pasando por las Pequeñas Antillas hasta la costa norte de Sudamérica.

El segmento norte que va desde Cuba a las Islas Vírgenes no ha tenido vulcanismo activo desde la colisión con el Banco de las Bahamas entre el Paleoceno tardío y Eoceno temprano. Los mayores pulsos de colisión fueron diacrónicos a lo largo del arco: Paleoceno tardío a Eoceno temprano en oeste de Cuba, Eoceno temprano a medio en la parte central de Cuba, Eoceno hasta la actualidad en La Española y Eoceno tardío a Oligoceno temprano en la zona de Puerto Rico-Islas Vírgenes.



En el segmento del sur hay una falta de datos isotópicos que impide el reconocimiento de la diacronía en la deformación, pero se puede datar porque está pegado al cinturón de cabalgamientos con tendencia este-oeste del margen norte de Sudamérica.

Debido a que todos los segmentos del arco generados durante el Cretácico tienen similar composición geoquímica y litológica, varios autores proponen el arco como un cinturón volcánico continuo que rodea la meseta oceánica, denominándolo Gran Arco del Caribe (*Pindell & Barret, 1990, Mann et al, 1995*).

El arco volcánico tiene asociadas potentes cuencas de trasarco Paleógenas. Datos de Flujo Geotérmico y de cálculos de profundidad del basamento usando perfiles sísmicos desde la Cuenca del Yucatán sugieren que tales cuencas se formaron en un breve periodo de tiempo de extensión noreste en el paso del Paleoceno al Eoceno (*Mann et al, 1995*).

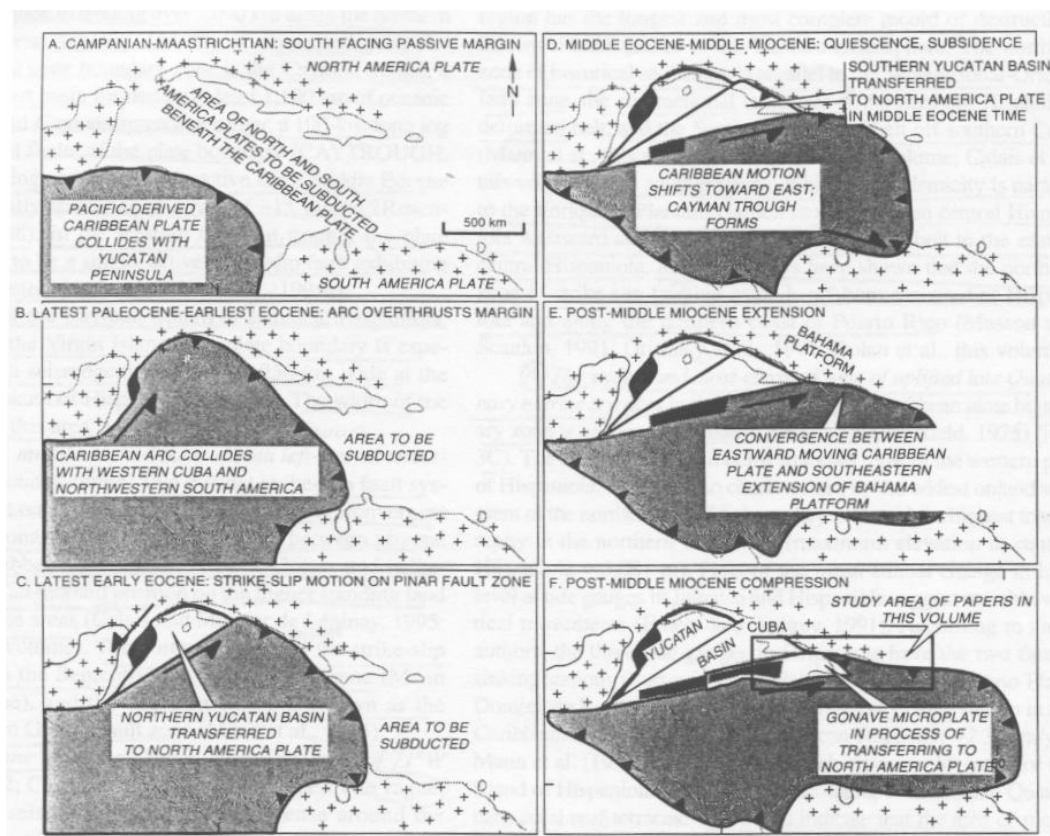
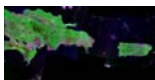


Figura 2.3: Marco tectónico de la Placa Caribe desde el Maastrichtiense hasta el Holoceno (Modificado de *Pindell & Barret, 1990* y de *Mann et al, 1995*, por *Mann et al, 1999*)

La Figura 2.3 muestra uno de los muchos marcos tectónicos de la Placa Caribe desde el Maastrichtiense hasta el Holoceno (Modificado de *Pindell & Barret, 1990* y de *Mann et al, 1995*, por *Mann et al, 1999*). Para este trabajo se ha elegido este por ser el más citado en la bibliografía,



pero el origen y evolución de la Placa Caribe está en constante revisión y cambia con la aportación de nuevos datos.

A. Durante el Maastrichtiense se produce la colisión inicial de la Protoplaca Caribe proveniente del Pacífico con las placas Norte y Sudamericana, la colisión tuvo lugar por el movimiento hacia este de esta protoplaca colisionando en la zona de Centroamérica.

B. Entre el Paleoceno tardío y el Eoceno temprano continúa el movimiento del arco hacia el noreste colisionando con los márgenes pasivos del oeste de Cuba y con el norte de Sudamérica.

C. Al final del Eoceno temprano, la colisión migra desde el oeste al centro de Cuba, lo que da lugar a una rotación horaria del margen de colisión y el progreso del arco hacia el noreste es interrumpido por la entrada del Banco de las Bahamas en la zona de subducción. Como resultado la Cuenca de Yucatán pasa de la Placa Caribe a la Norteamericana.

D. Entre el Eoceno medio y el Mioceno medio, la zona de colisión no puede avanzar más hacia el noreste sobre el Banco de las Bahamas, esto da lugar a la formación de la Cuenca de las Caimán debido a que la Placa Caribe rota en sentido horario y sigue su avance en una dirección más hacia el este.

E. Después del Eoceno medio, la colisión oblicua entre la Placa Caribe y el Banco de las Bahamas produce una transpresión tectónica y el levantamiento de La Española. En el norte de Sudamérica, la colisión oblicua continúa migrando a lo largo del margen pasivo.

F. Después del Eoceno medio, la transpresión entre la Placa Caribe y el Banco de las Bahamas da lugar al despegue de la Microplaca de Gonave a lo largo de la Zona de Falla de Enriquillo- *Plantain Garden*. En Sudamérica se observa una menor transpresión debido a que el movimiento de la Placa Caribe es subparalelo al margen pasivo.

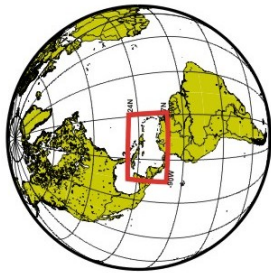
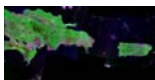


Figura 2.2: Marco tectónico sintético de la Placa Caribe, adaptado de Mann et al (1999) y Ten Brink et al (2004). El color del fondo representa la topografía satelital de Smith y Sandwell (1997), las zonas emergidas en color amarillo. Se ha delineado las estructuras más importantes y con color rojo los principales bordes de placa. El Globo indica la situación geográfica.



2.2. EL BORDE NORTE DE LA PLACA CARIBE.

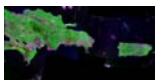
La zona límite entre la Placa Caribe y la Placa Norteamericana consiste en una franja sismogénica de entre 100 y 250 Km de ancho con una deformación desarrollada principalmente a partir de desgarres sinestrales que se extienden unos 2000 Km a lo largo del borde norte del Mar Caribe (*Figura: 2.4*).

El Centro de Expansión de las Caimán es el elemento estructural dominante en la parte oeste del límite norte de la Placa Caribe, se trata de una cuenca generada por una dorsal oceánica de escasa longitud pero que ha producido una cuenca oceánica (pull-apart?) con forma de banda de al menos 1.100 Km de largo en dirección este-oeste y 100 Km ancho de material. A partir del estudio de las anomalías magnéticas (*Dillon et al*, 1993) se ha resuelto que este centro de expansión ha sido activo desde el Eoceno medio y actualmente tiene una velocidad media de expansión de 15 mm/año en dirección este-oeste (*Ten Brink et al*, 2002). Este último autor cuestiona estos datos ya que no se corresponden con los modelos de evolución cortical.

Al oeste del Surco de las Caimán, la ancha banda del límite de placas se constriñe y converge hacia una estrecha franja de desgarres sinestrales llegando a enlazar posiblemente con la zona de subducción de Centroamérica (*Figura: 2.4*).

Al este del Centro de Expansión de las Caimán; en Jamaica, La Española, Puerto Rico y las Islas Vírgenes, el límite de placas es especialmente ancho, con una zona sismogénica de unos 250 Km de ancho (*Figura: 2.4*). La anchura de este tramo del límite de placas se refleja en los siguientes aspectos:

- Una zona de tectónica activa con varias ramas de desgarres sinestrales y fallas de carácter inverso. En general, la franja de deformación presenta unos gradientes batimétricos más acusados y está separando la profundidad abisal del Mar Caribe de la del Océano Atlántico. Se identifican aflorando en tierra dos sistemas distintos de desgarres, al norte y sur de la franja de deformación que ocupan una posición interior en las tierras altas y en las áreas marinas someras. La rama norte se conoce como la Zona de Falla Septentrional- Oriente y el ramal sur como la Zona de Falla de Enriquillo- *Plantain Garden*. También se identifican cinturones de deformación con zonas plegadas y fallas de componente inversa (*Figura: 2.4*).



- Hay una doble zona de sismicidad, una al norte y otra al sur. La franja sísmica del norte se sitúa en la Zona de Falla Septentrional-Oriente y en el contacto en el *offshore* entre el Banco de las Bahamas y La Española, pasa a lo largo del norte La Española y el sur de Cuba. La franja sísmica del sur se corresponde con la Zona de Falla Enriquillo- *Plantain Garden* al oeste de La Española y con el Cinturón Deformado de los Muertos al sur de La Española, pasa por el sur de La Española y por el centro de Jamaica (*Figura: 2.4*).
- Las investigaciones marinas han demostrado que la franja norte de desgarres se extiende hacia el este del Paso de Mona cruzando el antearco de la Fosa de Puerto Rico y llegando incluso a la zona de subducción de las Pequeñas Antillas y que la franja de desgarres del sur interrumpe su traza al sur de La Española (asociada con la Cresta de Beata) y se reemplaza por un proceso de subducción incipiente en la Fosa de los Muertos (*Figura: 2.4*).

El modelo de tectónica en microplacas activas para la zona norte de la Placa Caribe fue propuesto por *Byrne et al* (1985) a partir de datos sismológicos en los que sugería un proceso de doble subducción o subducción opuesta (*e.g.* Panamá y Filipinas). Actualmente ya se acepta la existencia de la Microplaca de Gonave (*Mann et al, 1995*), la Microplaca de la Española (*Byrne et al, 1985*) y el Bloque de Puerto Rico- Islas Vírgenes (*Jasnma et al, 2000*) (*Figura: 2.4*). Cada microplaca está limitada por unos límites activos y presenta un movimiento diferencial tanto en tasa como en dirección desplazamiento dentro del ancho límite norte entre la Placa Caribe y la Norteamericana.

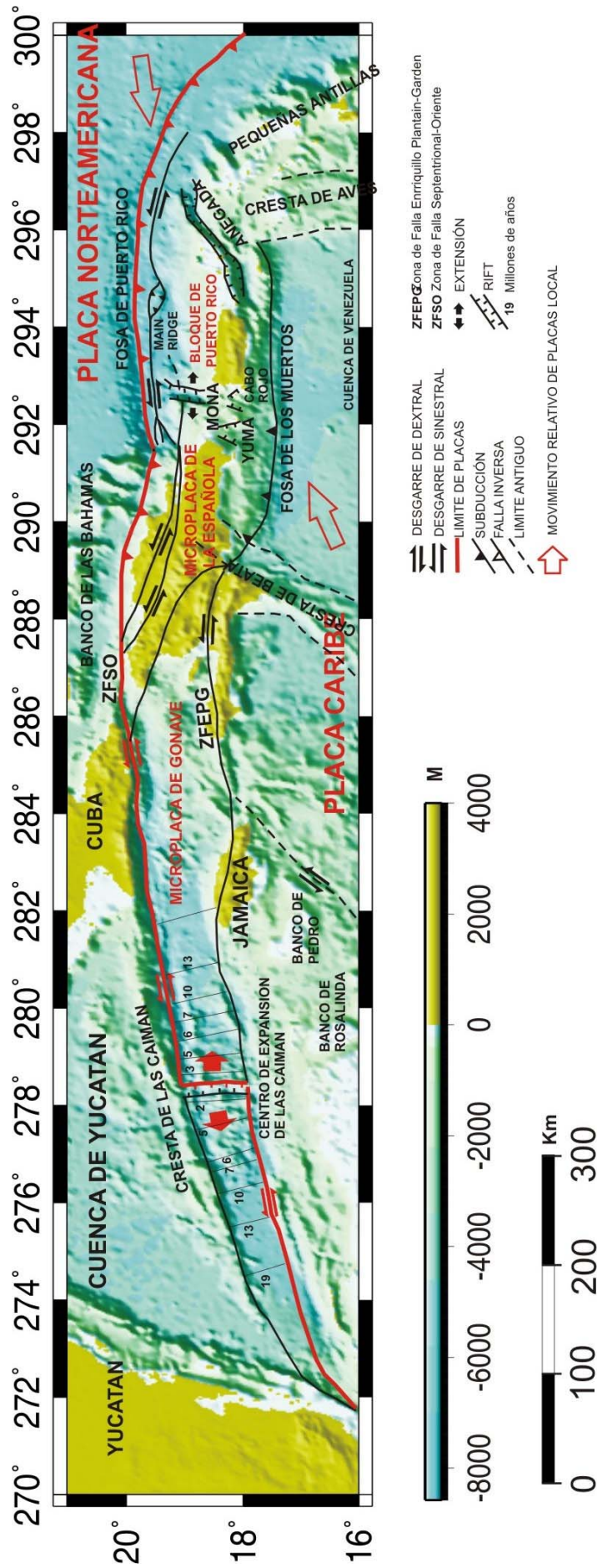
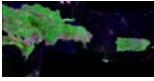


Figura 2.4: Marco tectónico sintético del borde norte de la Placa Caribe, adaptado de Mann et al (1999) y Ten Brink et al (2004). El color del fondo representa la topografía satelital de Smith y Sandwell (1997), las zonas emergidas en color amarillo. Se ha delineado las estructuras más importantes y con color rojo los principales bordes de placa. Se han indicado las isocronas para el Centro de Expansión de las Caimán.

2.3. MARCO GEOGRÁFICO, GEOFÍSICO Y TECTÓNICO DE LA ZONA DE ESTUDIO: LA ESPAÑOLA Y PUERTO RICO-ISLAS VÍRGENES.

Los datos presentados en este trabajo fueron tomados entre las longitudes de 74° y 60° W y latitudes 16° y 21° N y se corresponde con el borde noreste de la Placa Caribe (*Figura: 2.5*), específicamente al noreste de Puerto Rico e Islas Vírgenes Británicas y al sur de la Española y Puerto Rico. Esta zona presenta una gran interacción de procesos tectónicos lo cual da lugar a una gran complejidad estructural. Para dar una descripción del marco geológico y tectónico se abordará el tema desde los aspectos de la batimetría, gravimetría, geodesia, sismología y por último una descripción de la tectónica por zonas (*Figura: 2.5*).

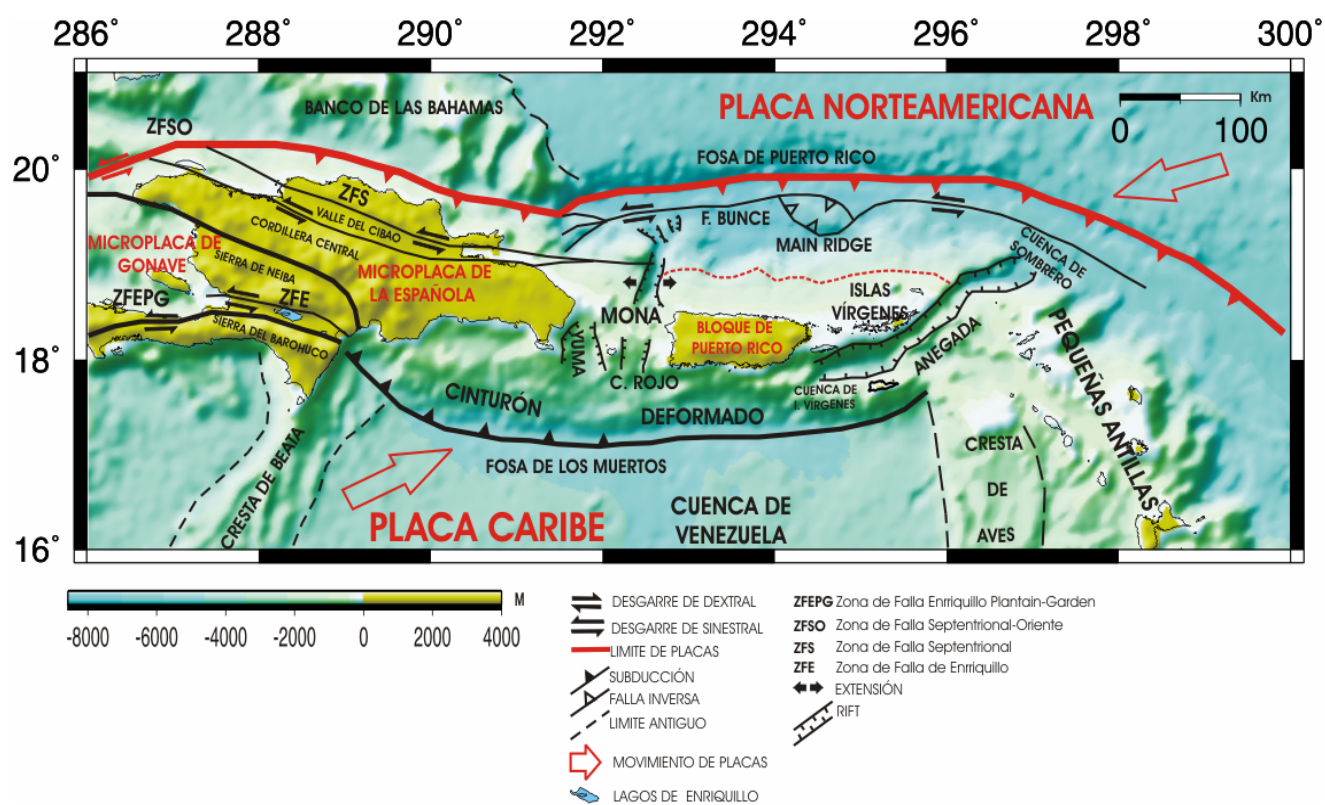
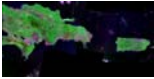


Figura 2.5: Marco tectónico sintético de la esquina noreste de la Placa Caribe, adaptado de Mann et al (1999) y ten Brink et al (2004). El color de fondo es la topografía satelital de Smith & Sandwell (1997), las zonas emergidas en color amarillo. Se han delineado las estructuras más importantes y con color rojo los principales bordes de placa. La línea de puntos delimita el límite norte en la zona de Puerto Rico de la plataforma carbonatada que está depositada sobre el arco de islas



2.3.1. BATIMETRÍA.

La zona presenta una batimetría con gradientes muy acusados lo que nos está evidenciando la complejidad de este tramo del límite de placas (*Figura: 2.6*). En la Fosa de Puerto Rico se encuentra el punto de mayor profundidad del Océano Atlántico con 8340 m. Como rasgos batimétricos destacables en la zona:

1. Existencia de profundos sistemas de *rifts* activos.
2. La Fosa de Puerto Rico con una gran profundidad del antearco (>8500 m) y de fondo plano e inusualmente ancho.
3. Existencia de los bancos carbonatados de las Bahamas, con desniveles de 5000 m.
4. Una plataforma carbonatada en el antearco de la fosa de Puerto Rico inclinada 4° uniformemente hacia la fosa hasta el beril de 4000 m y sin apenas deformación.
5. Sistemas de cuencas normales en la parte de la placa Norteamericana que subduce.
6. Presencia de relieves submarinos en el antearco como el *Main Ridge* que se corresponde con una estructura transpresiva en flor (+), que levanta 2000 m sobre el fondo.
7. El paso desde la Fosa de Puerto Rico a la Fosa de La Española se produce bruscamente mediante un salto de 4000 m de profundidad, la Fosa de los Muertos termina bruscamente en lo parte oeste contra la cresta de la Beata, grandes cicatrices de deslizamientos submarinos en las zonas de mayor gradiente batimétrico (*Figura: 2.6*).

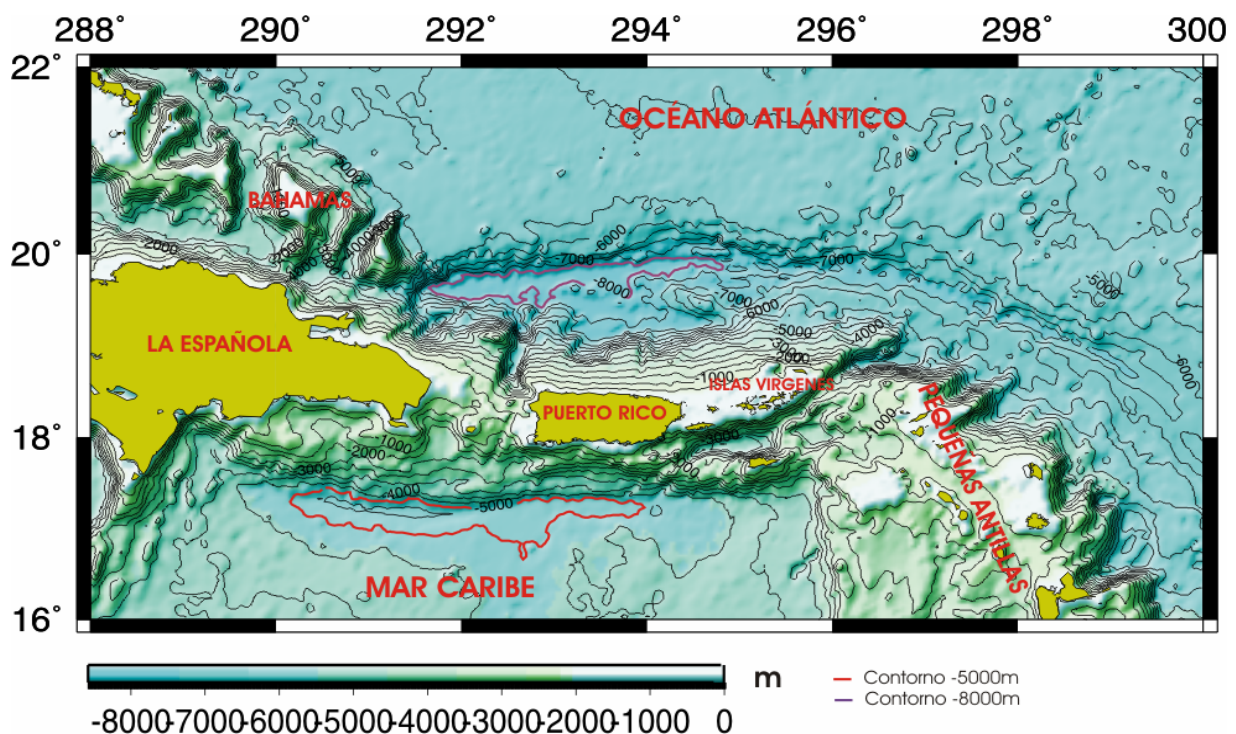
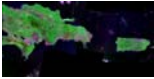


Figura 2.6: Mapa Batimétrico con datos de satélite de Smith & Sandwell (1997). Los contornos son cada 1000 metros. Contorno de 8000 m en la Fosa de Puerto Rico con color morado y contorno de 5000 m en la Fosa de los Muertos con color rojo. Áreas emergidas en amarillo.



2.3.2. GRAVIMETRÍA.

Las anomalías gravimétricas de la zona son muy acusadas, en la zona del antearco de la Fosa de Puerto Rico se da la mayor anomalía de aire libre de La Tierra con un valor de -350 miliGales (*Figura: 2.7a*). Se produce un gran contraste entre la menor anomalía de de Bouguer de la corteza oceánica de la Placa Caribe con la de la Placa Norteamericana, lo cual explicaría el diferente comportamiento reológico y tectónico en sus zonas de interacción (*Figura: 2.7b*).

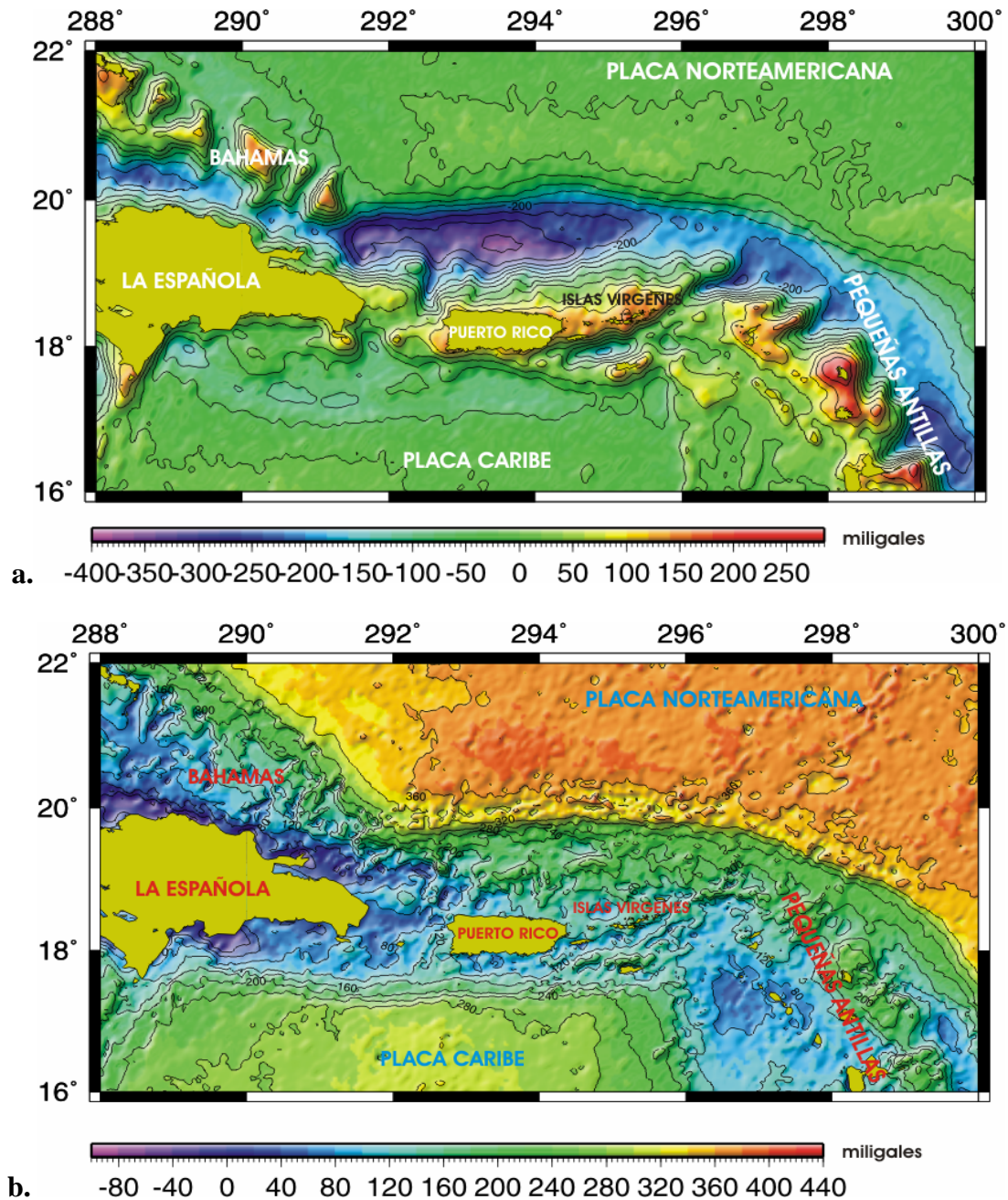
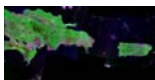


Figura 2.7: Mapas Gravimétricos con datos de Sandwell & Smith (1997). a) Mapa de anomalías de aire libre, contornos cada 50 miligales. b) Mapas de anomalías de Bouguer, contornos cada 40 miligales.



2.3.3. GEODESIA. SISTEMAS DE POSICIONAMIENTO GLOBAL.

Esta zona ha sido muy estudiada desde el punto de vista geodésico, está publicado un registro de datos de GPS desde el año 1986 hasta el 2000 (*Calais et al*, 2002), y desde entonces la red de estaciones de registro se ha continuado mejorado hasta tener una mejor distribución y cobertura (*Figura: 2.8*).

Los datos geodésicos han aportado mucha luz para el conocimiento de la cinemática actual de la zona. Si consideramos fija la Placa Norteamericana, el interior rígido de la Placa Caribe se mueve con una tasa de 18-20 mm/año en dirección 070°, y coherentemente con ella se mueve la isla de Puerto Rico, las Pequeñas Antillas y la zona que queda al sur de la Zona de Falla de Enriquillo en el sur de La Española, luego la Falla de Enriquillo podría constituir un límite de placas (*Calais et al*, 2002) (*Figuras: 2.8 y 2.5*).

La Española se mueve con una tasa de 4-17 mm/año en unas direcciones que van desde 080° hasta 000° con respecto a la Placa Norteamericana. Esta variación tanto en la magnitud del movimiento como en la dirección, nos indica que se trata de una placa con la deformación muy distribuida, en la cual de sur a norte se produce una disminución en la magnitud del desplazamiento y una desviación en la dirección en sentido antihorario (*Figura:2.8*). Además, La Española sufre un retraso en su desplazamiento hacia el este con respecto a la Placa Caribe, probablemente debido a la colisión con el Banco de las Bahamas en el noreste de la isla, que interrumpe la subducción. La acomodación de parte de este movimiento diferencial tiene lugar en el sistema de *rifts* del Paso de Mona, donde se produce actualmente una apertura este-oeste de 5 mm/año (*Figuras: 2.8 y 2.5*).

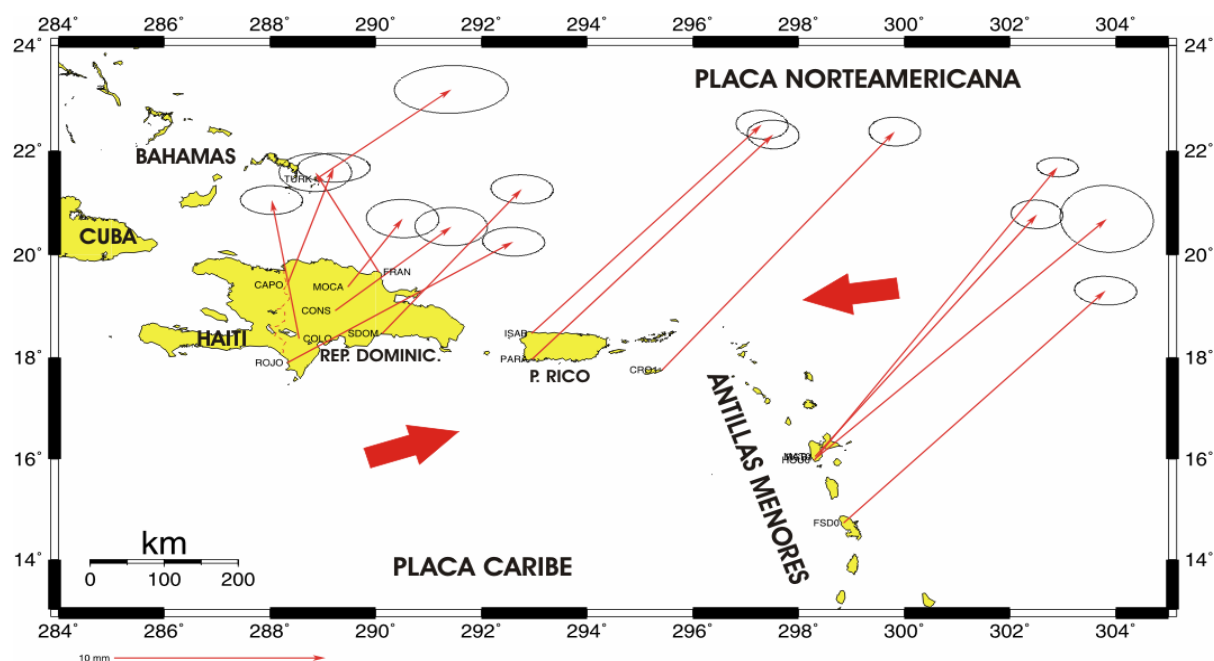
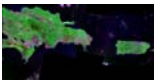


Figura 2.8: Mapa de movimientos relativos de GPS modificado de Mann et al, 2002. Se considera fija la placa Norteamericana. Las flechas indican el azimut y la magnitud del movimiento en milímetros. Las elipses nos dan el grado de incertidumbre en 2D. Las flechas parten de estaciones de registro situadas en las distintas islas. Las flechas rojas rellenas indican el movimiento relativo local en le límite noreste.



2.3.4. SISMICIDAD.

La zona noreste de la Placa Caribe es una zona sísmicamente muy activa donde se han producido grandes terremotos, con registro histórico ($M_s \sim 7.3$ en el Paso de Mona, $M_s \sim 7.3$ en las Islas Vírgenes, *Taber & Reid*, 1918) y con registro instrumental ($M_s = 7.6$ en el Paso de Mona (1943), $M_s = 8.1$ en la costa noreste de La Española (1946), *Dolan et al*, 1997). Realizando una descripción general de la distribución de la sismicidad (Catálogo de *Engdahl et al*, 1998) se observa que ésta se concentra fundamentalmente en la franja deformada del borde de placa y sin apenas eventos intraplaca. Las máximas profundidades focales apenas superan los 200 Km en la zona de subducción de las Pequeñas Antillas donde hay una zona de *Benioff* bien desarrollada, pero el grueso de los eventos no supera los 70 Km de profundidad focal (*Figura: 2.9*).

En la zona de Puerto Rico la distribución de la sismicidad es más caótica sin una distribución clara, con enjambres en la zona noreste de Puerto Rico donde se ha propuesto una *Tear Fault* (*Ten Brink et al*, en prensa), en el Cañón de Mona relacionados con la apertura del *rift* activo.

En el noreste La Española los sismos son más superficiales y asociados con fallas de desgarre y en el sureste están asociados a la subducción de la Placa Caribe desde el sur (*Figura: 2.9*), debajo del arco de islas.

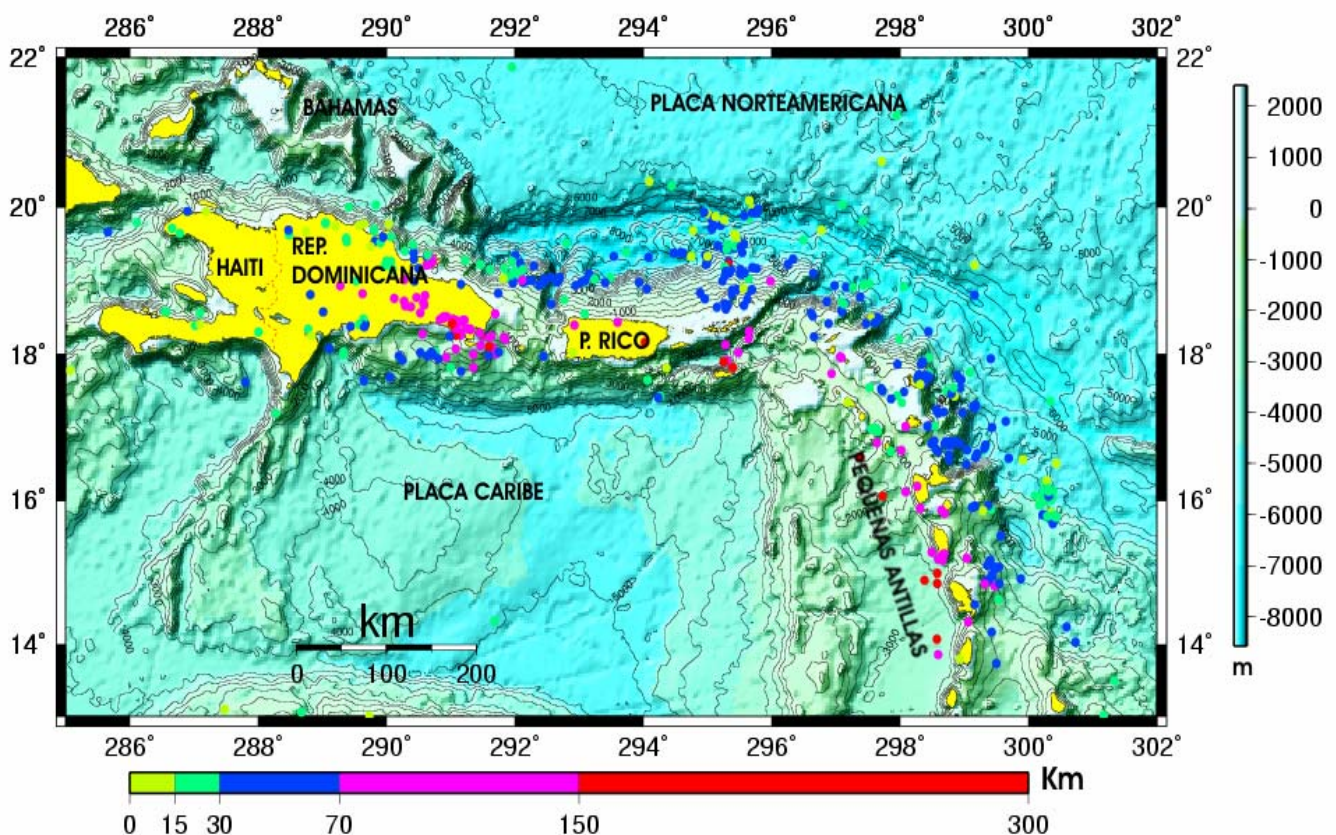
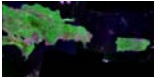


Figura 2.9: Mapa Sismológico. Batimetría de Smith & Sandwell (1998), contornos cada 1000 metros. Se representan los datos del catálogo de Engdahl et al (1998) actualizado hasta diciembre de 2004. Los círculos indican la relocalización y el color indica la profundidad en Km. Las magnitudes de este catálogo $M_s > 4.5$.



En nuestra zona en general los terremotos nucleados en las zonas de subducción se caracterizan por un mecanismo de falla inverso con poco buzamiento, donde un plano auxiliar es aproximadamente paralelo a la tendencia de la fosa y un fuerte buzamiento hacia fuera de la fosa y otro plano auxiliar es subparalelo al arco e inclinado suavemente hacia debajo del arco (*Figura 2.10*). A su vez los mecanismos focales sobre los límites de placas de desgarre se caracterizan por los planos auxiliares subverticales y en la Placa Caribe son coherentes con mecanismos poco profundos de desgarre sinistral en el límite norte y de desgarre dextral en el límite sur (*Mann et al, 1999*).

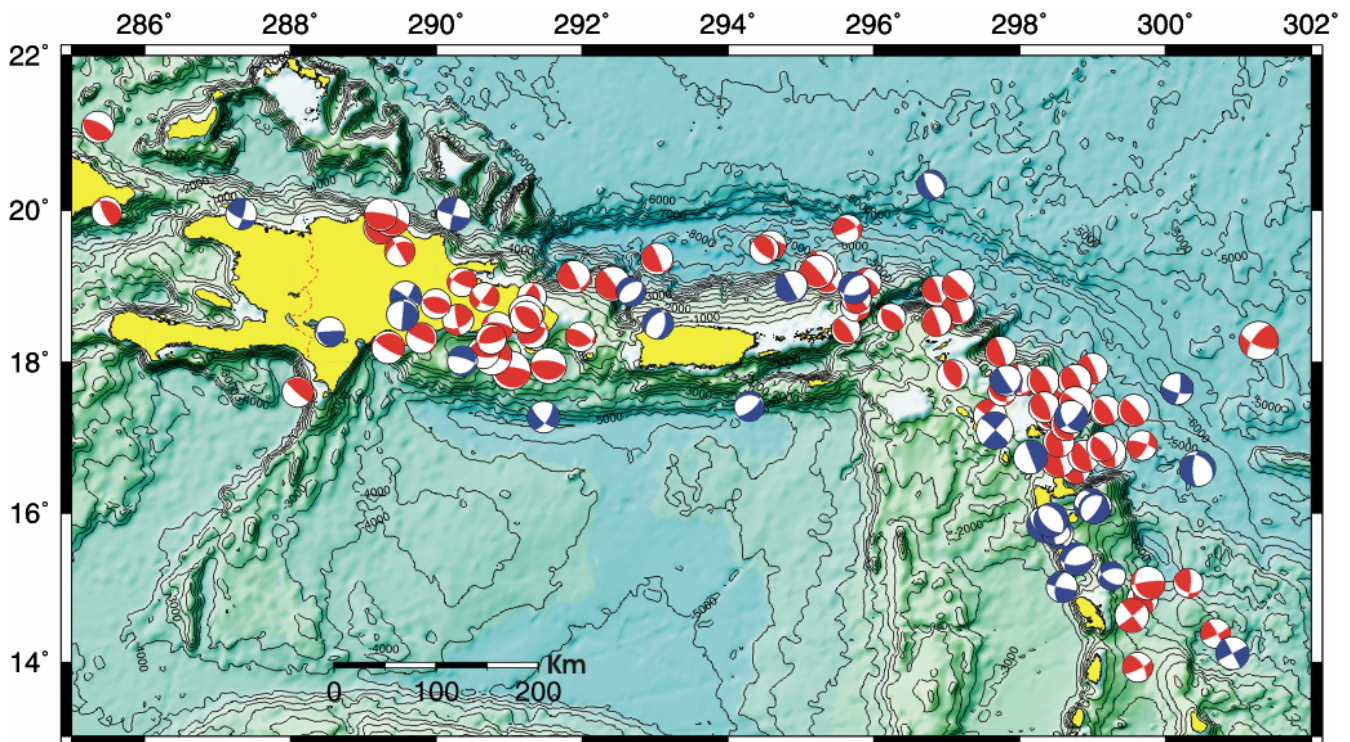


Figura 2.10: Mecanismos focales del catálogo sísmico de la Universidad de Harvard actualizado a diciembre de 2004. Los mecanismos están filtrados de modo que en color rojo mecanismos de componente inversa y en color azul mecanismos de componente normal. $M_s > 4.5$. El tamaño de la beach ball es proporcional a la magnitud del terremoto.



2.3.7. DIVERSIDAD DE CONTEXTOS TECTÓNICOS.

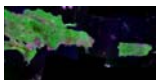
A pesar de ser zonas separadas sólo por unos cientos de Km o menos, presentan unos contextos tectónicos muy diferentes, que se corresponden con estados tensionales muy dispares. Para una mejor aproximación al contexto local describiremos en las diferentes zonas los rasgos más característicos.

• ZONA NORESTE DE LA ESPAÑOLA.

En esta zona se produce una inflexión en la traza del límite de placas como consecuencia del choque del Banco de las Bahamas con la isla de La Española (*Figura: 2.5*). El Banco de las Bahamas está formado por materiales carbonáticos (dando a la zona 22-27 Km de espesor cortical, *Mann et al (1999)*) depositados sobre la placa Norteamericana, dan grades mesetas submarinas que en ocasiones llegan a emerger. Este banco está colisionando con La Española en una sección de más de 350 Km, en esta zona se produce un frenado o interrupción del proceso de subducción ya que el banco se comporta rígidamente y funciona como una aspereza tectónica, lo cual desde el comienzo de la colisión ha condicionado todas las características estructurales, sismológicas y sedimentológicas del margen norte de la Placa Caribe (*Dolan et al, 1998*). La Fosa de La Española es mucho más estrecha y somera (4000 m) que la de Puerto Rico, tiene un prisma de acreción con plegamientos y cabalgamientos mejor desarrollados. La acomodación de la deformación se produce de forma compartimenta entre grandes zonas de desgarres sinestrales subparalelos a la zona de colisión (Zona de Falla Septentrional) que acomodan el movimiento paralelo al margen y fallas inversas que acomodan el movimiento perpendicular al margen (Falla Norte, *Mann et al (1998)* y *Dolan et al (1998)*) (*Figura: 2.5*). Todos estos procesos tectónicos se manifiestan en La Española en estructuras en flor con polaridad positiva (*Restraining Bends, e.g. Cordillera Central*) y negativas (*Releasing Bends, e.g. Valle del Cibao*). La isla presenta una gran deformación ligada a los sistemas de desgarres sinestrales y los cabalgamientos asociados lo que da lugar a unas cordilleras que superan los 3000 m.

• ZONA SURESTE DE LA ESPAÑOLA Y SUR DE PUERTO RICO.

Esta zona también se caracteriza por la interacción de distintos procesos tectónicos; por el lado oeste tenemos el sistema de fallas de desgarre sinestral Enriquillo-*Plantain Garden*, por otro y con alineación suroeste-noreste tenemos la cresta asísmica de Beata y en la parte mas hacia el este tenemos la Fosa de los Muertos. La intersección de la Cresta de Beata con las otras estructuras provoca un cambio en el régimen tectónico, la Fosa de los Muertos al entrar en contacto con la estructura de la cresta asísmica se curva hacia el norte y se someriza siendo relevada por el sistema de fallas en desgarre de Enriquillo, el paso de un régimen tectónico a otro se produce en la Cresta de



Beata que actúa como un cuerpo rígido y transversal que impide la subducción y se “indenta” hacia el noreste en la isla de La Española.

El Sistema de fallas de Enriquillo funciona como desgarres sinestrales que dejan entre las distintas ramas una zona deprimida donde se forman cuencas endorreicas (Lagos de Enriquillo, 40 m debajo del nivel del mar) y a los lados zonas elevadas (Sierra de Neiba al norte y Sierra de Barohuco al sur), la tasa de desplazamiento está entorno a 8 mm/año (*Mann et al*, 1998)

La Cresta de Beata se trata de una estructura asísmica, con dirección suroeste-noreste, y formada por estructuras de carácter normal, y pequeñas cuencas asociadas con grabens y semigrabens (*Discroll & Diebold*, 1998). Su origen, evolución y el papel que desempeña todavía sigue en discusión (*Figura: 2.5*).

La Fosa de los Muertos llega a profundidades superiores a los 5600 m, en su parte oeste termina contra la Cresta de Beata y hacia el oeste termina contra la Cresta de Aves. La máxima subducción se produce en la parte del oeste y llega a 3 mm/año, este proceso disminuye de oeste a este y los 66° ya no hay subducción. El plano de *Benioff* es muy tendido buza unos 10° hacia el norte (*Ladd et al*, 1977 y *Byrne et al*, 1985).

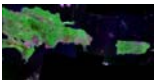
Hay un frente de deformación asociado con la subducción donde se observan estructuras compresivas coherentes con los esfuerzos principales y estructuras distensivas transversales a las otras (*e.g. Rift de Yuma y Rift de Cabo Rojo*) (*Ladd et al*, 1977) (*Figura: 2.5*).

• PASO DE ANEGADA.

Se sitúa al sureste de la isla de Puerto Rico y entre las Islas Vírgenes del norte y *St. Croix* (*Figura: 2.5*). Está constituido por una serie de profundas depresiones que fueron probablemente formadas por una mezcla de movimientos normales y de desgarre (transtensión). Conecta la Cuenca de las Islas Vírgenes al suroeste con la Cuenca Sombrero al noreste. Varias reconstrucciones y análisis tectónicos en el noreste del Caribe muestran que este surco posiblemente sea un límite cortical que comunica la Fosa de los Muertos en el Sur con la Fosa de Puerto Rico al norte (*Mansson & Scanlon*, 1991). Los últimos mapas batimétricos de la Fosa de Puerto Rico muestran que la estructura de anegada termina en la Cuenca Sombrero y no continua hasta la Fosa de Puerto Rico (*Ten Brink et al*, 2004).

• PASO DE MONA.

La estructura más característica situada en el Paso de Mona es el sistema de *rifts* al noroeste de Puerto Rico con una tasa actual de apertura este-oeste de 5mm/año (*Jansma et al*, 2000) y actividad desde hace 1.2 Ma (*Larue and Ryan*, 1990). Se identifican tres depresiones principales (de sur a norte 5000 m, 7800 m y 8150 m) que están organizadas en estructura de echelon (*Ten*



Brink *et al*, 2004). Sería la principal estructura que acomodaría el desplazamiento diferencial entre La Española y Puerto Rico (*Figuras: 2.8, 2.5 y 2.11*).

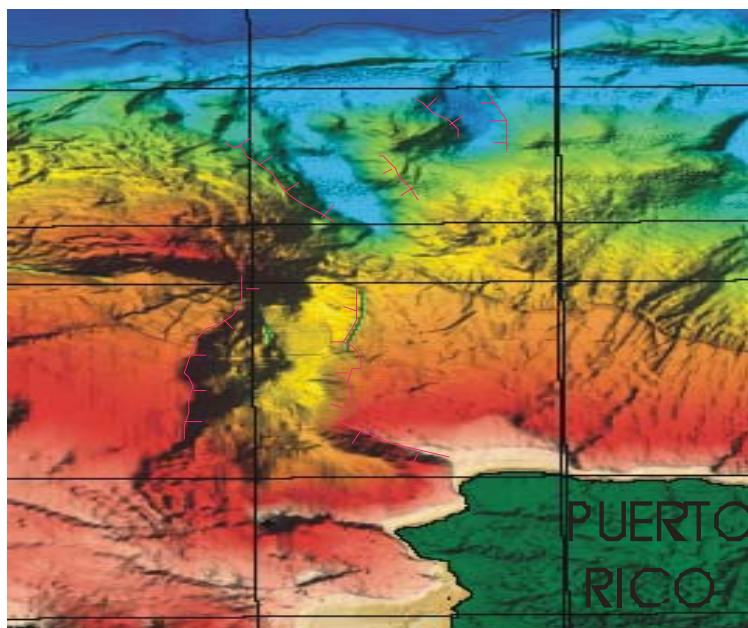


Figura 2.11: Mapa Batimétrico del Paso de Mona, Ten Brink *et al* (2004). Los trazos indican las distintas ramas de rift. La isla de Puerto Rico en color verde oscuro.

• FOSA DE PUERTO RICO.

La Fosa de Puerto Rico es la parte más profunda del Océano Atlántico (8.340 m), se sitúa donde la placa Norteamericana subduce debajo de la placa Caribe. Es una fosa oceánica atípica, en la cual se produce una subducción muy oblicua al eje de la fosa (10° - 20°) con un gran componente de desgarre sinistral (Ten Brink *et al*, 2004). Además de esta inusual profundidad del suelo oceánico también posee la mayor anomalía de aire libre de la Tierra ((-350 miliGales, localizado este mínimo a 50 Km al sur de la fosa, donde la batimetría es inusualmente profunda (7.950m)) que se corresponde con el prisma de acreción (*Figura: 2.12*).

La presencia de una plataforma carbonática en la costa norte de Puerto Rico que está basculada hacia la fosa da idea de las extremas fuerzas verticales que actúan en la zona. Dicha plataforma comenzó a depositarse horizontalmente en el Oligoceno tardío sobre unos depósitos de arco volcánico formado desde el Cretácico al Terciario temprano. Entonces hace unos 3.5 Ma la plataforma fue basculada uniformemente 4° hacia la fosa en un tramo de 250 Km con un intervalo temporal estimado entre 14.000 y 40.000 años (Ten Brink *et al*, en prensa), como consecuencia el borde norte está sumergido a -4.000 m de profundidad y el borde sur reconstruido en la isla de Puerto Rico a +1.300 m.



La fosa se puede dividir en dos partes en torno a 65° - 66° W (*Figura: 2.12*):

-La parte del oeste incluye el sector más profundo y está asociado con la convergencia más oblicua. Está muy llano y sin deformación, y cubierto por sedimentos pelágicos poco reflexivos (*Ten Brink et al, 2004*). Los perfiles sísmicos muestran que debajo de los sedimentos hay bloques corticales de la Placa Norteamericana rotados y la placa buza hacia el sur. Esta rotación de los bloques puede ser la responsable de la extrema anchura de la fosa, hasta 66.3° W. La inusual profundidad se extiende hacia el sur y cubre partes de la cuenca de antearco. El fondo de la fosa se estrecha hacia el oeste y se someriza abruptamente hasta los 4.700 m pasando a la Fosa de La Española, donde la convergencia es menos oblicua.

-La parte este de la fosa es menos profunda y más sinuosa y se observa en las líneas sísmicas que la Placa Norteamericana está compartimentada en bloques, pero el techo de los bloques subducentes permanece horizontal mientras ellos descienden (*Larue and Ryan, 1998*).

En la pared norte de la fosa en la parte del este está cortada por una serie de fallas normales con salto vertical de 1.500 m que da lugar a la creación de estrechas cuencas dentro de la Placa Norteamericana. Su génesis está relacionada con la flexión de la Placa Norteamericana al entrar en la zona de subducción (*bending*). La deformación secciona los alineamientos de colinas abisales que se originaron presumiblemente en la dorsal Centroatlántica (*Ten Brink et al, en prensa*).

En la zona del antearco se identifica la Falla de *Bunce* (*Ten Brink et al, 2004*) con 535 Km de longitud que corta los relieves que conforman el pie del prisma de acreción (*Figuras: 2.12 y 2.5*). Se ha interpretado como un desgarre sinistral. Los datos de sísmica de reflexión muestran que la falla penetra poco a través de los sedimentos acrecionados antes de llegar a la interfase de subducción a 5 Km de profundidad (*Ten Brink and Lid, en revisión*). La Falla de *Bunce* termina en el borde oeste de la fosa en varias ramas. Esta falla parece ser el único desgarre activo a lo largo de la zona de subducción oblicua. Su proximidad a la fosa sugiere que el deslizamiento a lo largo de la interfase de subducción es en efecto oblicuo, lo que está de acuerdo con medidas de GPS y mecanismos focales (*Ten Brink and Lid, en revisión*). La Falla de *Bunce* es desviada hacia el sur a unos -65° W, quizás porque su sección está perturbada por la subducción oblicua del *Main Ridge* (*Figuras: 2.12 y 2.4*). La subducción de esta cresta se interpreta como la que ha generado fallas de desgarre con tendencia suroeste (*Tear Fault, Ten Brink et al, en prensa*) y fallas inversas con buzamientos opuestos a ambos lados de la cresta. Modelos de caja de arena predicen la creación de fallas semejantes en el antearco en la estela de un monte submarino que subduce (*Domínguez et al, 2000*). Mecanismos de terremotos y perfiles sísmicos transversales indican que estas fallas inversas son activas (*Ten Brink and Lin, en revisión*).

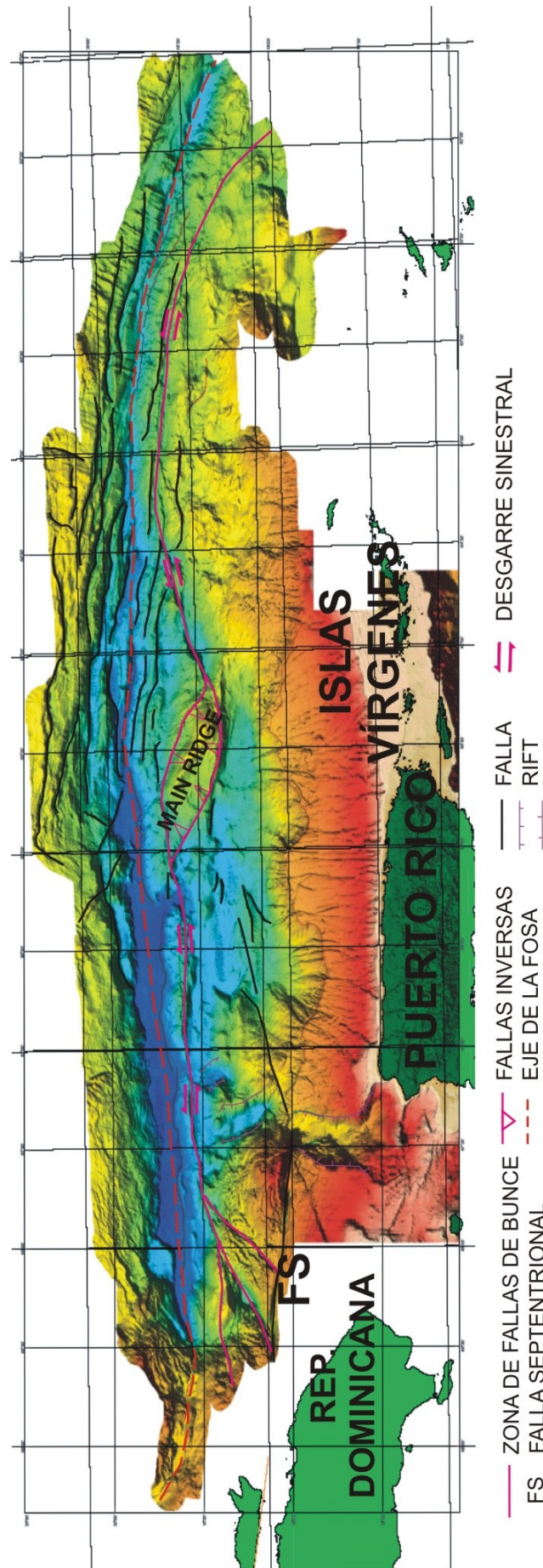
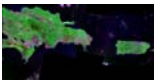
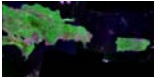


Figura 2.12: Mapa batimétrico de la Fosa de Bunge de Puerto Rico, Ten Brink et al. 2004. Pintadas las principales estructuras y los movimientos de la Fosa de Bunge..



2.3.8. MODELOS TECTÓNICOS MÁS ACEPTADOS.

Como consecuencia de la complejidad tectónica de la zona noreste de la Placa Caribe, se han propuesto muchos modelos desde los primeros estudios científicamente rigurosos. Algunos modelos reemplazan o excluyen los anteriores y otros simplemente son complementarios. En este capítulo sólo se citan los más aceptados actualmente y que todavía no han tenido ninguna discusión, y en el capítulo de antecedentes (*III. Antecedentes.*) se profundizará en los más relevantes siguiendo un orden cronológico.

El primer modelo con referencia bibliográfica fue llevado a cabo por *Talwani et al* (1959) (*Figura: 2.13*). Modelizaron una sección cortical en dirección norte-sur atravesando el borde de placas, de 450 Km al norte de San Juan hasta 250 Km al sur. Partieron de la integración datos de sísmica de refracción con datos gravimétricos. En base a los datos de sísmica de refracción dividieron la corteza en cinco niveles y los correlacionaron con valores de densidad. La variación lateral de la profundidad del Moho la calcularon usando una densidad subcortical de 3.4 g/cm^3 que se corresponde con una velocidad de 8.2 Km/s . Observaron que debajo de la isla de Puerto Rico la profundidad alcanzaba los 30 Km, debajo de la fosa llegaba a los 20 Km, al alejarse de estas zonas la profundidad disminuía, si bien hacia el sur se presentaba un mayor engrosamiento cortical. Es de destacar que en la fecha de la publicación la teoría de la Tectónica de Placas no estaba plenamente aceptada.

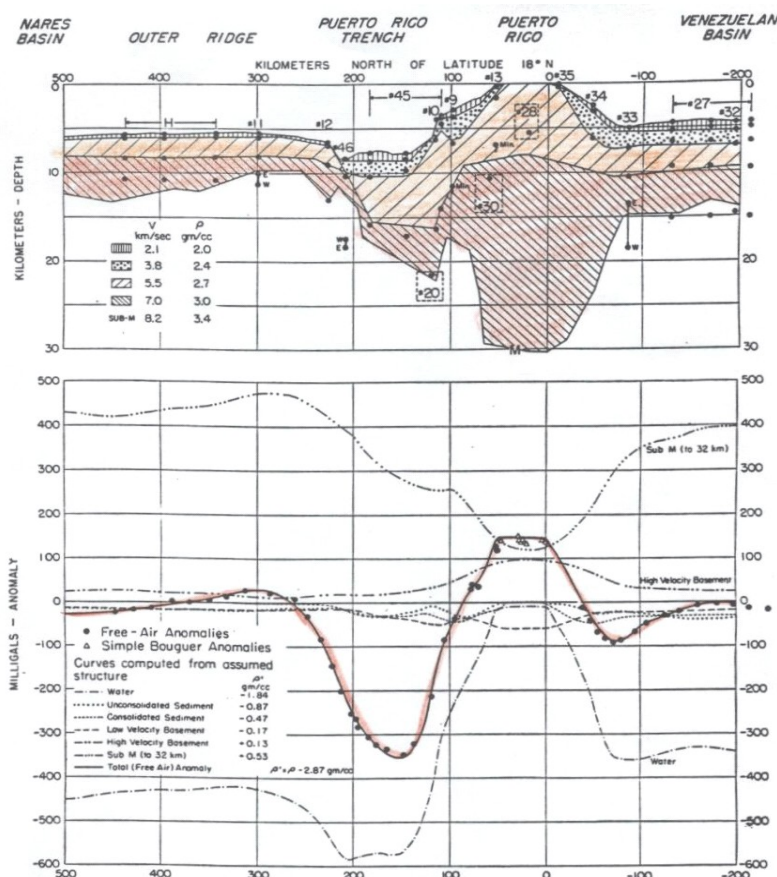
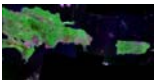


Figura 2.13: Modelo de Talwani et al (1959). Parte superior el modelo cortical. Parte inferior perfiles de anomalías gravimétricas y de distintas densidades utilizadas para el modelo.



Van Gestel et al (1998) presentan un modelo de deformación y de movimientos verticales a partir de la interpretación de perfiles de sísmica de reflexión llevados a cabo sobre la plataforma carbonatada que está depositada en el área de Puerto Rico y las Islas Vírgenes (*Figura: 2.14*). Proponen que el área de Puerto Rico- Islas Vírgenes presenta un arqueamiento con tendencia este-oeste y un acortamiento norte-sur, en cuyo núcleo aparecen rocas del basamento de Puerto Rico. El origen del arco se debe a la interacción en profundidad de las dos placas que están subduciendo; la Placa Norteamericana por el norte y la Placa Caribe desde el sur. Dichas placas chocan en profundidad, la Placa Caribe tiene un plano de *Benioff* menos inclinado y carga sobre la Placa Norteamericana que se flexiona más, provocando la subsidencia de 4 Km de la Fosa de Puerto Rico.

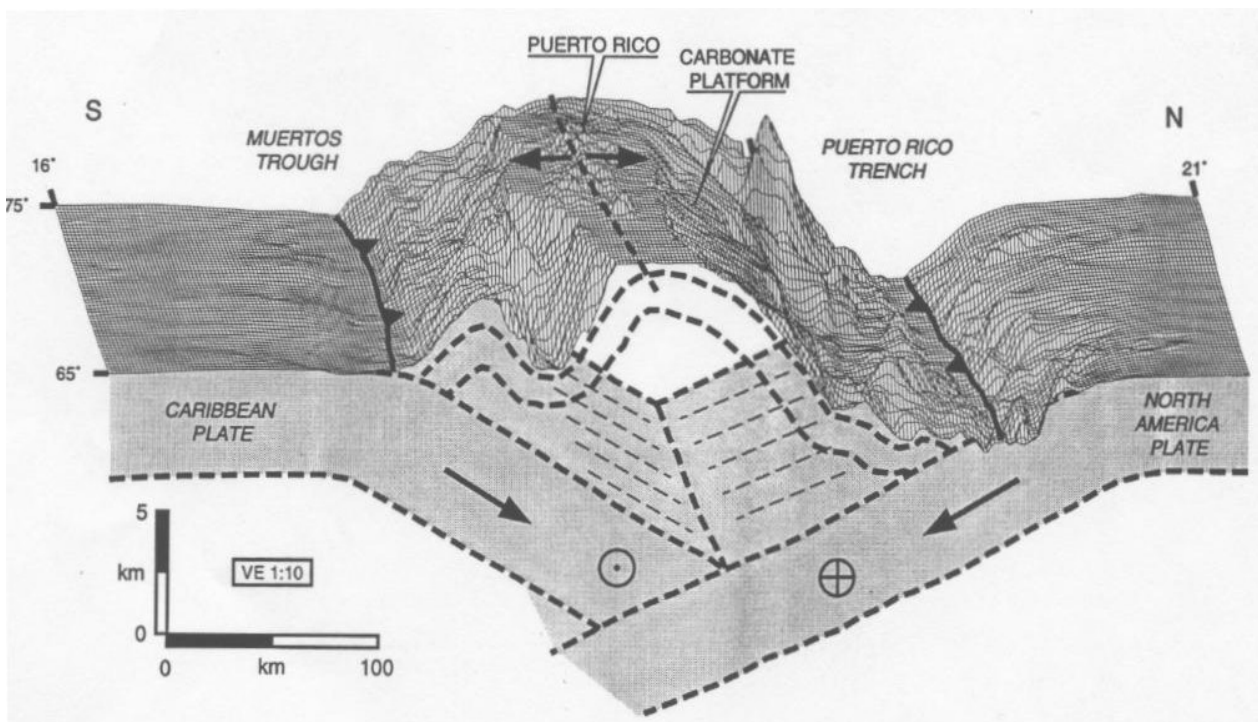
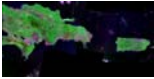


Figura 2.14: Modelo de *Van Gestel et al* (1998). Acortamiento norte-sur, arqueamiento asimétrico e interacción en profundidad de las placas subducentes en régimen transpresivo.

Ten Brink et al (en prensa) presenta un modelo para intentar explicar la gran profundidad de la Fosa de Puerto Rico, su extrema anomalía de gravedad y la presencia de la plataforma carbonatada basculada. Propone la formación de una *Tear Fault* (ruptura litosférica) en la Placa Norteamericana durante 3.5 Ma de proceso de subducción (*Figura: 2.15*). La *Tear Fault* sería la causante del aumento brusco del ángulo de descenso de la placa, la subsidencia de la fosa y la elevación de la isla de Puerto Rico. El rápido (14000-40000 años) y uniforme basculamiento de la



plataforma a lo largo de 250 Km de la sección de la fosa es compatible con las escalas de flujo mantélico y de plegamiento de placas. La ruptura propuesta se deduce a través de observaciones sísmicas, morfológicas y gravimétricas en la fosa a 64.5° O y se proyecta con tendencia hacia el sureste hasta el este de Puerto Rico. Los esfuerzos necesarios para producir la *tear fault* podrían haber sido generados por un incremento de curvatura de la fosa siguiendo una rotación antihoraria en la placa superior y la subducción de un gran monte submarino (*Main Ridge*) (Figura: 2.15).

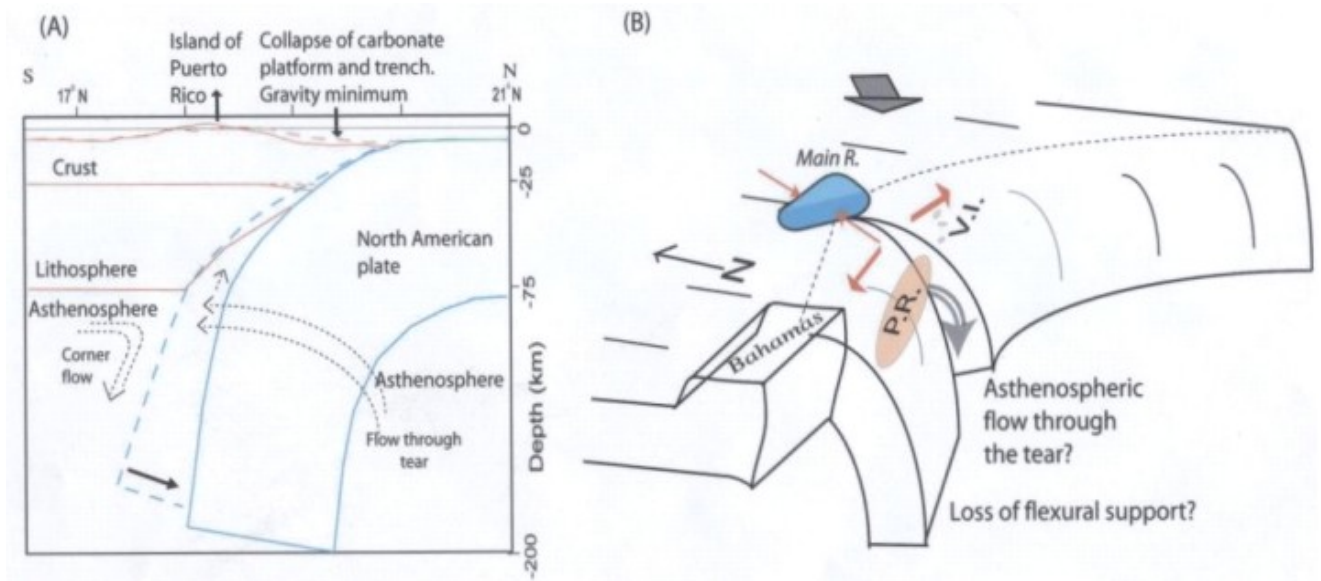
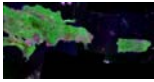
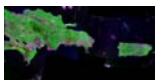


Figura 2.15: Propuesta de ten Brink et al (en prensa). A) Sección litosférica donde se aprecia el aumento en el ángulo de subducción de la Placa Norteamericana. B) Diagrama mostrando la formación de la *tear fault*, debido a la subducción de un monte submarino (azul) y al aumento del ángulo de curvatura de la fosa.





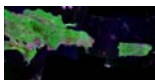
III. ANTECEDENTES: CRONOLOGÍA

La zona del noreste de la Placa Caribe se ha estudiado ampliamente con la instrumentación científica más avanzada desde mediados del siglo XX, lo que nos da una idea del interés y expectativa que ha despertado. A pesar del gran volumen de trabajo, aún hoy sigue dando lugar a enfrentados debates sobre aspectos tan fundamentales como el contexto tectónico general, la evolución geodinámica y la estructura de la cortical. El gran interés que suscita se debe a peculiaridades como la elevada sismicidad (terremotos y tsunamis históricos), la Fosa de Puerto Rico es la zona más profunda del Océano Atlántico (8340 m), la presencia de la mayor anomalía gravimétrica La Tierra (-350 miligales) y la existencia de una extensa plataforma carbonatada con un basculamiento uniforme de 4° y sin apenas deformación. Para dar una explicación a este contexto tectónico en el cual se produce la interacción geodinámica de multitud de procesos (*rifting*, subducción, rotación, desgarres, transpresión y transtensión) se han propuesto diversos modelos: subducción oblicua, deformación compartimentada, subducción opuesta (bipolar), arqueamiento, basculamiento, rotación, interacción de microplacas, subsidencia, escape tectónico, *tear faults*, etc.

Como consecuencia de que los primeros estudios rigurosos se desarrollasen con anterioridad a la tectónica de placas, se puede observar un cambio ideológico desde las primeras interpretaciones. En esta relación de antecedentes se ha realizado una síntesis de modo que se citan los trabajos más significativos en orden cronológico y que más han aportado al conocimiento y entendimiento de la geodinámica de la zona. Del mismo modo se le da especial importancia a los modelos tectónicos propuestos para nuestra zona de estudio.

Los primeros estudios de los que se ha obtenido referencia bibliográfica datan del año 1922 y están firmados por *Taber, S.* Este autor realiza una descripción física de grandes valles originados por la actividad de fallas en las Antillas Mayores (e.g. el Valle del Cibao en La Española, ubicado entre dos ramas de la Falla Septentrional). También cita varios terremotos en el Cañón de Mona y en las Islas Vírgenes asociados con tsunamis.

Los primeros trabajos desde el punto de vista de la geofísica y tectónica marina, realizados en la zona noreste del Caribe datan de los 50's y fueron llevados a cabo por *Ewing et al*, *Worzel et al*, y *Shubert et al*, en los años 1954, 1955 y 1956. Estos autores a partir de la adquisición y procesamiento de datos gravimétricos varias campañas marinas realizadas desde 1953 a 1955, fueron pioneros en la realización de los primeros modelos de la corteza. Es de destacar que en sus modelos ya consideraron un mínimo de -100 miligales en la Fosa de las Muertos.



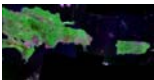
Posteriormente *Officer et al* (1957) realizaron distintos modelos a partir de datos de sismica de refracción. Diferenciaron distintos niveles de corteza y el manto, en función de la velocidad de propagación de ondas sísmicas. También dieron unas estimaciones de la distribución de profundidades de la discontinuidad de *Mohorovicic* en la zona.

Talwani et al, 1959 hacen una revisión de los trabajos anteriores. Aplican un programa de computación electrónica para datos de gravedad en dos dimensiones y se apoyan en datos de sismica de refracción. Realizan un modelo de sección de corteza en dirección norte-sur a travessando la isla de Puerto Rico, desde 450 Km al norte de San Juan hasta 250 Km al sur. En este estudio correlacionan la velocidad de las ondas sísmicas con la densidad a partir de curvas de relaciones empíricas (*Nafe & Drake*, post. publicado en 1963). Parten de una corteza dividida en cinco niveles en función de la distribución de ondas sísmicas y a los que asignan sus respectivas densidades. Determinan la variación en la profundidad del Moho y de espesor de corteza a lo largo de toda la sección. También calculan de forma comparativa el modelo para la corteza a partir de las anomalías isostáticas de *Airy* donde se asume una densidad uniforme para toda la corteza. Se comprueba que los modelos resultantes difieren significativamente (*Ver detalles del modelo en Capítulo II, Figura: 2.13*).

Bunce & Fahlquist (1962) Realizaron investigaciones geofísicas en amplias zonas de la Fosa de Puerto Rico y del *Outer Ridge* (zona de la placa Norteamericana al norte de la Fosa de Puerto Rico). Una falla de desgarre sinistral en el antearco de la Fosa de Puerto Rico de 250 Km de largo lleva el nombre de Falla de Bunce.

En 1965, *Sykes & Ewing* proponen un proceso de subducción oblicua entre la placa Norteamericana y la Placa Caribe a lo largo de la Fosa de Puerto Rico en función de las morfologías batimétricas y la distribución de la sismicidad.

Griscom & Geddes (1966) son pioneros en utilizar datos aeromagnéticos y dan una interpretación de la estructura del arco isla de Puerto Rico-Islas Vírgenes. Identifican alineaciones de anomalías de gran longitud de onda. Dos años más tarde y también a partir de datos aeromagnéticos *Bracey* (1968) lleva a cabo un estudio más amplio en el norte del Caribe.



Edgar *et al* (1971), Ludwing *et al* (1975) y posteriormente Burke *et al* (1978). En sus estudios sobre la evolución tectónica del Caribe, utilizan el término *Buyant Ocean Floor* (flotante) cuando se refieren al espesor y densidad anómalos que presenta la corteza de la Placa Caribe. Según estos autores se trataría de una corteza engrosada a lo largo de su evolución por sucesivos procesos de vulcanismo y plutonismo, dando lugar a una corteza con menor densidad que una corteza oceánica *s.s.* Esta característica le va a dar un comportamiento tectónico peculiar, ya que comportará de forma más rígida frente a la deformación tectónica y ofrecerá una mayor resistencia a la subducción, como consecuencia la Placa Caribe tendería a comportarse como una placa cabalgante frente a la Placa Norteamericana (corteza oceánica normal y edad Jurásica).

Vogt *et al* (1977) proponen un modelo en el cual se produciría un escape tectónico de Puerto Rico con respecto a La Española. La colisión del Banco de las Bahamas por el noreste y la Cresta de Beata por el sur impiden que la isla de La Española se mueva coherentemente con la isla de Puerto Rico y queda retrasada. Esta diferencia de movimientos se acomodaría en el Paso de Mona (*Figura: 3.1*).

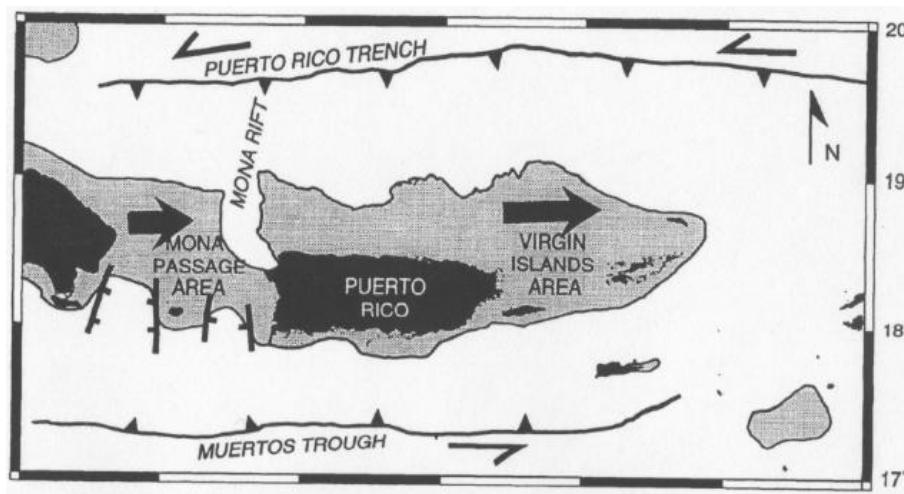
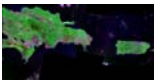


Figura 3.1: Modelo de Vogt *et al* (1977), modificado por Van Gestel *et al* (1999). La parte sombreada corresponde a la plataforma carbonática depositada encima del arco de islas. Las flechas indican las direcciones y tasas relativas de movimiento.

Ladd *et al* (1977) realizan su estudio con datos de sismica de reflexión de campañas petrolíferas realizadas en la Cuenca de Venezuela y en la Fosa de los Muertos. Identifican la presencia de múltiples niveles plegados y replegados que interpretan como consecuencia del régimen de compresión que sufre la zona. Al sur de la isla de Puerto Rico y al sureste de La Española está desarrollado un prisma de acreción lo que indica un proceso de subducción al menos en el Terciario tardío.



McCann & Sykes (1984) proponen hasta la fecha uno de los modelos más sólidos para resolver la extrema anchura y profundidad de la Fosa de Puerto Rico. Según los autores dicha fosa estaría afectada por un proceso de erosión tectónica debido a la subducción oblicua de montes submarinos enraizados en la placa que subduce (Norteamericana). Estos montes submarinos, como el *Main Ridge* o el Banco de Navidad, podrían haber producido los arqueamientos con tendencia noroeste observados en la placa cabalgante de Puerto Rico-Islas Vírgenes. La subducción de esas elevaciones y su migración hacia el oeste por el movimiento relativo de la Placa Norteamericana podría dejar las áreas del margen por las que pasaron sin soporte alguno y dar lugar a la subsidencia.

Byrne et al, 1985. Proponen un proceso de subducción en la Fosa de los Muertos, donde la Placa Caribe en su movimiento relativo hacia el norte estaría subduciendo debajo de la isla de Puerto Rico. Parten de los antecedentes:

-*Worzel et al, Ewing et al*, (1954) indican que la gran anomalía de aire libre (-100 miligales) centrada sobre la fosa sugiere que hay un desequilibrio isostático.

-*Ladd et al* (1977) sugieren la subducción en la Fosa de los Muertos en base a perfiles de sísmica de reflexión multicanal, en los cuales se puede trazar el techo de la Placa Caribe al menos a 40 Km al norte de la fosa con una inclinación aproximada de 11° al norte.

-*Ladd et al* (1979) indican que la ausencia de turbiditas en la cuenca de Venezuela, al sur de la Fosa de los Muertos, sugiere que la fosa existe por lo menos desde el Cretácico.

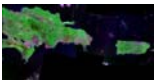
-*Biju-Duval* (1982) también encuentra evidencias petrológicas y geoquímicas de un proceso de subducción de la Placa Caribe al sur de La Española.

Byrne et al, (citado arriba) aportan las evidencias sismológicas que acaban de confirmar la subducción por lo menos en la parte oeste de la fosa (desde los 64.5° O de longitud):

-Citan evidencias históricas de que en 1751 tuvo lugar un gran terremoto de $M_s \approx 8$ que afectó principalmente al sureste de La Española.

-Un año antes de su publicación, en 1984 se produjo un terremoto de $M_s = 6.7$ al sur de La Española en la Cuenca de San Pedro de Macorís.

Estudiando y relocalizando este terremoto y con el dato histórico del de 1751 dedujeron que ninguno de los dos tiene relación con la subducción al norte de la isla, el más reciente presenta un mecanismo inverso con una profundidad focal de 32 Km y un plano nodal buzando ligeramente 10° hacia el norte. Interpretan que la Fosa de los Muertos se trata de un límite de placas activo, en el cual se está produciendo la subducción de la Placa Caribe debajo de la isla de Puerto Rico. Es a



partir de este trabajo cuando se empieza a hablar de un límite de placas difuso al norte de la Placa Caribe y una posible tectónica de microplacas (Figura 3.2).

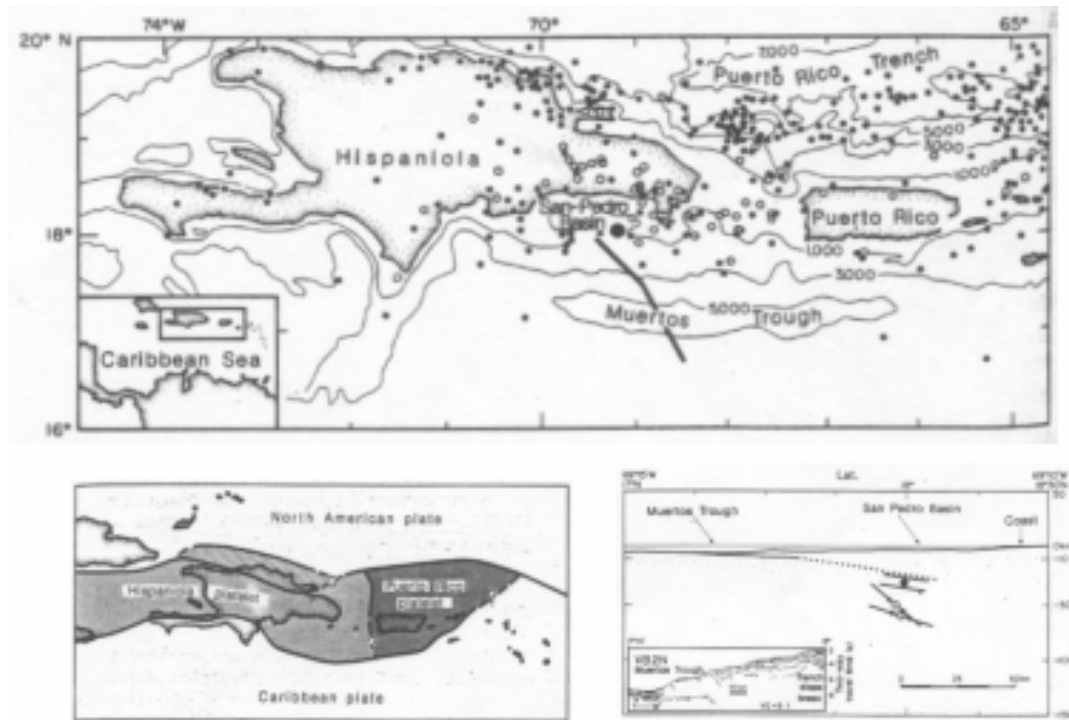
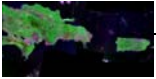


Figura 3.2: Modelo de Byrne et al (1985). Parte superior localización de la zona y de los epicentros. Situación del perfil interpretado en la parte inferior derecha. Parte inferior izquierda indica la posibles microplacas. Parte inferior derecha interpretación del perfil y del mecanismo focal.

Birch (1986) y Moussa et al (1987) compilaron los datos existentes sobre la plataforma carbonática de la costa norte de Puerto Rico y concluyeron que presentaba una inclinación uniforme de 4° hacia el norte y se hundía hasta 4 Km de profundidad debajo del nivel del mar, dando una tasa de subsidencia de 1 mm/año. Birch explicó esta subsidencia debido a que el grueso arco isla, el cual en un principio alcanzaría el límite norte actual de la plataforma, sufrió un proceso de erosión tectónica de acuerdo con McCann & Sykes (1984). Esta erosión tectónica reemplazó la corteza del arco por corteza oceánica, con lo cual se incremento el peso del arco isla, y dio lugar a la subsidencia observada.

Larue & Ryan (1991) proponen la hipótesis de un modelo geodinámico de carácter transtensivo para el área de Puerto Rico. En dicho modelo habría un predominio de fallas normales de bajo ángulo con buzamiento hacia el sur que acomodarían una divergencia oeste-noroeste. La falla más representativa la denominan como la *Falla de Latitud 19° Norte* que cruza el talud norte



de Puerto Rico con dirección este-oeste, y sería la causante del basculamiento hacia el norte de la plataforma, ya que funcionaría como una falla lítrica sobre cuyo *roll-over* se movería la plataforma.

Masson & Scanlon (1991) a partir de nuevos datos de batimetría tanto al norte como al sur de la isla de Puerto Rico obtenidos de las campañas de multihaz GLORIA y datos de sísmica de reflexión, proponen que el límite de placas actual entre la Placa Caribe y la Placa Norteamericana se trataría de una ancha banda de deformación difusa, de 100 a 250 Km de ancho con deformación predominante en desgarres sinestrales que se extiende 2000 Km. Sugieren que en la zona de la Fosa de Puerto Rico se producen movimientos de desgarre en dirección este-oeste entre los 65.5° y los 68° de longitud oeste, y convergencia oblicua a ambos lados de dicho tramo. También sugieren que al sur de la isla de Puerto Rico, en la Fosa de los Muertos, el movimiento de compresión de la Placa Caribe hacia el norte, disminuye hacia el este y pasa a ser un movimiento de extensión en el Paso de Anegada.

A partir del estudio de paleomagnetismo realizado por *Reid et al* (1991) en los materiales de la plataforma carbonatada que emerge en el norte de Puerto Rico, se estableció una rotación antihoraria de 25° cuya duración estaría entre 10 y 4 Ma sobre un eje de giro vertical ubicado al sureste de la isla de Puerto Rico (*Figura : 3.3*), estos autores plantean que ésta rotación implicaría una divergencia en la zona de las Islas Vírgenes (Paso de Anegada) y en el noroeste de Puerto Rico (Paso de Mona) y a su vez convergencia al noreste (Fosa de Puerto Rico) y al suroeste de Puerto Rico (Fosa de los Muertos). Estos autores son los primeros en detectar a partir de la batimetría grandes cicatrices en la pared sur de la Fosa de Puerto Rico que pertenecen a grandes deslizamientos submarinos. Cuyo origen proponen que es debido a las fuertes pendientes originadas por la activa tectónica.

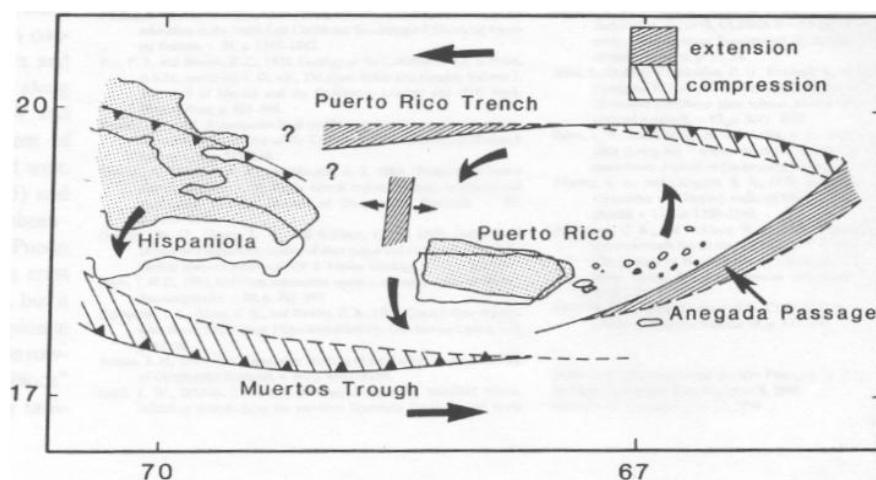
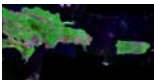


Figura 3.3: Modelo de Mansson & Scanlon (1991). Rotación antihoraria de toda la esquina noreste de la Placa Caribe.



Dillon *et al* (1994) proponen un modelo tectónico de arqueamiento y acortamiento en dirección norte-sur en el arco isla al noreste de la Placa Caribe (Figura: 3.4). Este proceso se observa en la plataforma carbonatada desde la zona de La Española a la zona de las Islas Vírgenes, el arqueamiento asimétrico afecta a toda la plataforma y en la isla de Puerto Rico aflora el núcleo del arco, ya que se trata de la zona más erosionada y más elevada. Los autores sugieren como posible mecanismo para la formación del arqueamiento un proceso de convergencia cortical norte-sur durante más de 2 Ma relacionado con la subducción en la Fosa de Puerto Rico y en la Fosa de los Muertos. Pequeñas estructuras de convergencia cortical, presencia de bloques litosféricos subducidos y la formación del arqueamiento son pruebas inequívocas de subducción, tanto de la Placa Caribe como de la Norteamericana. En esta subducción bipolar la Placa Caribe tendría menor ángulo de subducción y en la zona de contacto ejercería una carga sobre la Placa Norteamericana provocando que esta aumente su ángulo de subducción, como consecuencia se produce un desajuste isostático que causa la subsidencia de la plataforma (Figura 3.4).

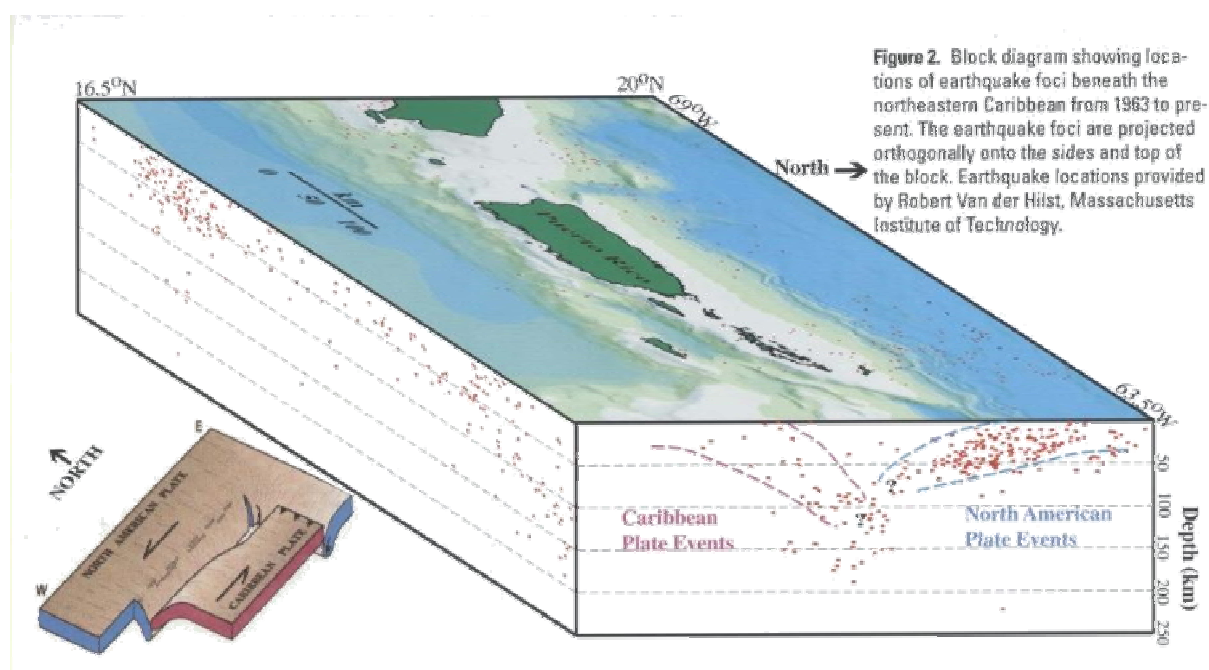


Figura 3.4: Modelo de Dillon *et al* (1994). Bloque 3D con la batimetría y en profundidad la distribución de los focos y los slabs descendentes. El diagrama más pequeño muestra la interacción en profundidad de las dos placas dentro de un régimen tectónico de desgarre.

Lundgren & Russo (1996) hacen una modelización mediante elementos finitos de la deformación cortical para el límite entre la Placa Norteamericana y la Placa Caribe. Realizan una revisión en la que utilizan los Polos Eulerianos de modelizaciones previas y hacen un recálculo aplicando su metodología:



-*DeMets et al* (1990), en su modelo de movimientos de placas global (NUVEL-1A, 1990), basado en datos GPS, da una tasa de movimiento para el límite de placas, inferior a la tasa expansión en el Centro de Expansión de las Caimán, luego utilizando estos datos con el método de elementos finitos realizados da movimientos inconsistentes en las fallas.

-*Calais & Mercier de Lepinay* (1993) y *Deng & Sykes* (1995) en sus modelos dan demasiada tasa de expansión para la dorsal de las Caimán, pero se ajustan mejor en la conflictiva zona de Puerto Rico.

Lundgren & Russo (citado arriba) proponen para la zona de Puerto Rico una rotación antihoraria, transtensión sinistral, distensión en el Paso de Anegada y compresión en la Fosa de los Muertos. Además sus modelos concuerdan con los datos de GPS si se consideran que el movimiento que se produce en la Falla Septentrional es un desgarre sinistral.

Este es el primer estudio sugiere una posible deformación compartimentada para este límite de placas difuso.

Dolan & Wald (1997) hacen una revisión de la interpretación del mecanismo focal del terremoto de 1946 al noreste de La Española ($M=7.6$) propuesto por *Russo & Villaseñor* (1995). *Russo & Villaseñor* proponían como estructura principal la existencia una gran falla al norte de La Española paralela al límite de placas y con un buzamiento 62° hacia el noreste. *Dolan & Wald* proponen que esa interpretación no es adecuada y que la deformación en el centro y noreste de la región del Caribe sufre una deformación compartimentada dentro una interfase de poca inclinación a lo largo del techo de la Placa Norteamericana que subduce debajo de la Placa Caribe, y que los movimientos entre estas grandes placas no son puros este-oeste e inclinados hacia el norte sino con un gran componente hacia el sur.

Dillon et al, (1998) a partir de la campaña realizada en colaboración de equipos españoles y americanos en el año 1997 a bordo del BIO “Hespérides” (PRICO-97) proporcionaron nuevos datos de sísmica multicanal, batimetría multihaz, gravimetría y geomagnetismo de la zona noreste de la Fosa de Puerto Rico. Mediante una batimetría muy detallada se identificaron rasgos morfotectónicos:

-En la corteza oceánica atlántica presenta alineaciones de la fábrica de apertura del atlántico.

-La zona de la pared norte del Fosa de Puerto Rico controlada por fallas normales con direcciones este-oeste y estructura “en echelon”, y nuevas estructuras con direcciones norte -noreste cortando a las anteriores.



-La parte plana del fondo de la Fosa de Puerto Rico con algunas crestas oblicuas controladas por fallas.

- La pared sur de la Fosa de Puerto Rico en la parte del este presenta el desarrollo de un prisma de acreción, el límite sur de esta zona está marcado por un gran escarpe lineal de más de 130 Km de largo que se puede corresponder con la Falla de Latitud 19° Norte de *Masson & Scanlon* (1991) o con la Falla del Talud Norte de la isla de *Grindlay et al* (1997).

Lidiak & Larue en 1998 editaron un volumen en el que varios autores aportan diversos artículos sobre la tectónica y la geoquímica del noreste del Caribe, y especialmente Puerto Rico.

-*Jolly et al*, hacen una revisión del vulcanismo, la tectónica y la estratigrafía en la isla de Puerto Rico.

-*Schellekens, J. H.* realizó un estudio sobre la evolución geoquímica y tectónica de la isla de Puerto Rico.

-*Jolly et al* hacen un estudio en profundidad de la diversidad geoquímica de los bloques tectónicos Mesozoicos del este de Puerto Rico.

-*Smith et al* estudian los Batolitos desde el punto de vista geoquímico y los proponen como buenos marcadores de los cambios en la evolución tectónica del Caribe.

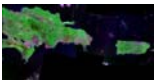
-*Frost et al* hacen una caracterización isotópica de las rocas volcánicas y plutónicas desde el Cretácico hasta el Paleoceno de Puerto Rico.

-*Lidiak & Jolly* hacen un estudio geoquímico de las rocas intrusivas en las islas de *St Croix* y en las Islas Vírgenes.

-*Larue et al* estudian la evolución de la cuenca terciaria del norte de la isla de Puerto Rico.

-*Montgomery, H.* realiza un estudio sobre la estratigrafía y sedimentología Paleógena de la costa norte de Puerto Rico.

-*Larue & Ryan* analizan seis perfiles de sísmica de reflexión transversales a la Fosa de Puerto Rico realizados a distintas longitudes. Este estudio proporciona un profundo conocimiento sobre la estructura cortical en la zona de la fosa. Dan una descripción de las características estructurales y la deformación activa de la zona. Los autores observan que la deformación dentro de la fosa es claramente compresiva y muy heterogénea, sin un desarrollo claro de un prisma de acreción en el antearco. Critican el modelo transtensivo previamente propuesto ya que está en desacuerdo con las estructuras compresivas. Proponen un actual acortamiento norte-sur entre la Placa Norteamericana y la Placa Caribe, y que sólo durante el proceso de rotación del bloque de Puerto Rico- Islas



Virgenes se pudo dar un régimen extensional en la fosa incluso con obducción de corteza oceánica previamente subducida. *Los autores* hacen una revisión del modelo propuesto por Mansson & Scanlon (1991). Reafirman la rotación antihoraria de 25° entre los 11 y los 4.5 Ma (*Reid et al*, 1991), pero sólo del Bloque de Puerto Rico y los indicios de extensión en la parte oeste de la Fosa de Puerto Rico se corresponden con una falla observable en los perfiles, la Falla de Latitud 19°, funcionaría como una falla normal lístrica a la que se asociaría un *roll-back* causante de la subsidencia de la Fosa de Puerto Rico (*Figura: 3.5*).

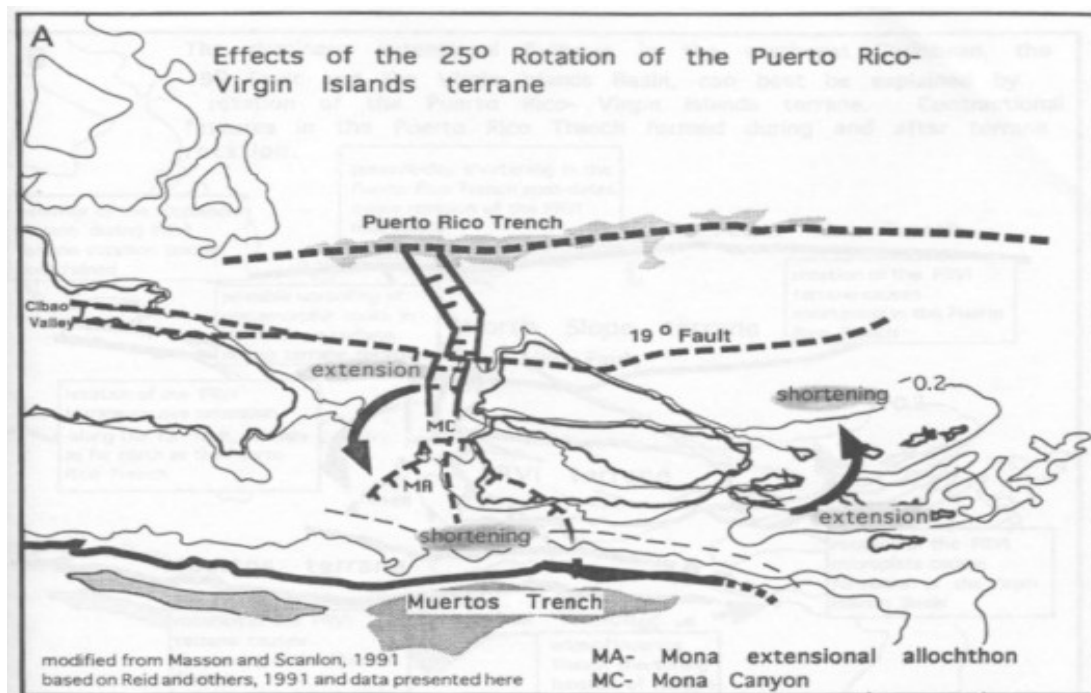
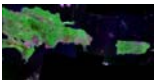


Figura 3.5: Modelo de Larue & Ryan (1998). Rotación antihoraria de 25° del Bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes. Con cuatro cuadrantes: dos de extensión y dos de compresión.

Dolan & Mann en 1998 también editaron un volumen en el que varios autores aportan diversos artículos sobre la interacción entre tectónica de colisión y de desgarre en el borde norte y noreste de la Placa Caribe.

-*Dolan et al* realizan un estudio sobre la tectónica activa en el noreste del Caribe.

Sugieren la colisión entre el Banco de las Bahamas y el noreste de La Española produciendo una interrupción en el proceso de subducción de la Placa Norteamericana debajo de La Española (*Figura 3.6*). Proponen modelos tectónicos coexistentes y complementarios como deformación compartimentada, colisión oblicua y bloques litosféricos subducentes opuestos en contacto. La acomodación de la deformación se produce de forma compartimentada entre grandes zonas de desgarres sinestrales



subparalelos a la zona de colisión (Zona de Falla Septentrional) que acomodan el movimiento paralelo al margen y fallas inversas que acomodan el movimiento perpendicular al margen (Falla Norte, *Mann et al*, 1998) (*Dolan et al*, 1998).

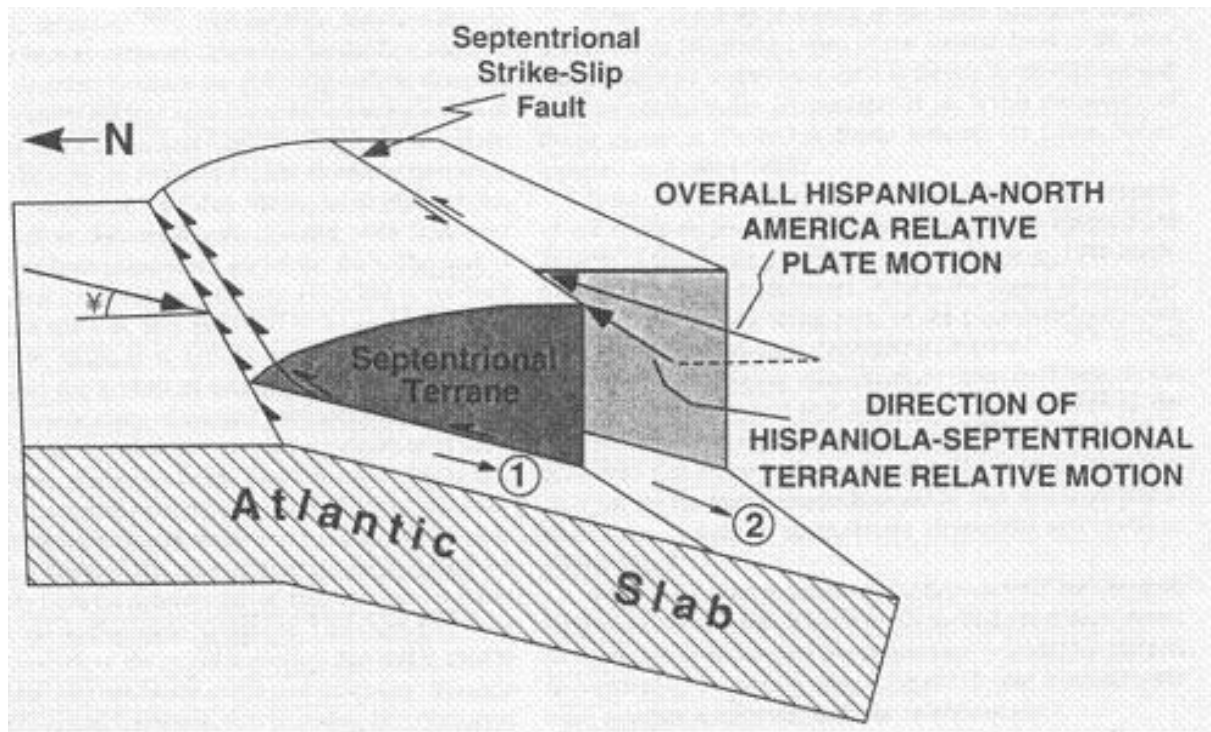
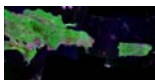


Figura 3.6: Modelo de *Dolan et al* (1998). Bloque 3D e la zona noreste de La Española. Muestra la deformación compartimentada entre la Falla Norte (1) y la Falla Septentrional (2).

-*Mann et al* realiza un estudio pormenorizado sobre la neotectónica y la paleosismología de la Falla Septentrional. Confirma el movimiento de la falla como un desgarre sinistral subvertical y una tasa de desplazamiento 13-23 mm/año. Encuentra relaciones entre esta falla y algunos grandes terremotos ocurridos en la zona.

-*Calais et al* estudian la tectónica de desgarre y la sismicidad a lo largo del borde norte de la placa caribe. Confirman el límite difuso de placas en el cual se produce una deformación compartimentada entre los grandes desgarres y fallas inversas.

-*Dolan & Wald* hacen un estudio sobre los grandes terremotos ocurridos en las crisis sísmicas entre 1943 y 1946, desde el punto de vista del marco tectónico, la peligrosidad sísmica y las implicaciones para el movimiento entre placas.



Dixon *et al* (1998) utilizan la metodología GPS (*Global Positioning System*) para interpretar los movimientos relativos en el marco del límite de placas entre la placa Caribe y la Placa Norteamericana. Recogieron las medidas de estaciones en los años 1986, 1994 y 1995 distribuidas por La Española, Puerto Rico, Cuba y en *Grand Turk* (Bahamas). Obtuvieron como resultados que Placa Caribe se mueve hacia el este-noreste a una velocidad de 21 mm/año, lo que supera por dos veces a la tasa de movimiento propuesta en por DeMets *et al* (1990) en su modelo global de movimientos de placas (NUVEL-1A). Estos datos junto con modelos de deformación elástica proporcionan distintas tasas de movimiento para las grandes fallas en La Española, con el fin de que el movimiento global entre las dos grandes placas se acomode en las estructuras del límite placas

Discroll & Diebold (1998) se plantean si la Placa Caribe está dividida actualmente en dos partes por el *Beata Ridge* y no se comporta como una placa rígida. A partir de datos de superficie y de geofísica marina los autores se plantean demostrar la hipótesis de una o dos placas en la región del Caribe. En función del espesor de sedimentos y la geometría de los estratos en las formaciones de la Cuenca de Venezuela y del *Beata Ridge* sugieren que la mayoría de la deformación observada en la región ocurre justo después del proceso de vulcanismo y se explica mejor con el modelo de una única placa. La reactivación de pequeñas fallas en el Neógeno a lo largo del flanco este de *Beata Ridge* está asociado con una zona de acomodación (*i.e. tear fault*) y registra un cambio en el estilo de deformación desde la subducción en el Surco de los Muertos a la obducción a lo largo de La Española, pero no se trata de un límite de placas.

Van Gestel *et al* (1998) (ver modelo tectónico final Capítulo II, Figura: 2.14) realizan un estudio estructural y tectónico de la plataforma carbonatada depositada sobre el arco isla del noreste de la Placa Caribe a partir de datos de sísmica de reflexión multicanal. Dicha plataforma sólo tenía datos de geología de superficie y con apoyo de algunos sondeos petrolíferos en la costa norte de Puerto Rico. Mediante las líneas sísmicas se cartografió y se correlacionó el espesor de la plataforma sumergida con la parte que aflora en las islas, se observan variaciones de espesor van de 2000 a casi 0 metros. A la vista de los datos la característica más significativa de la plataforma es el gran arqueamiento asimétrico con tendencia este-oeste (Dillon *et al*, 1994). El flanco norte se presenta suave y uniforme, el flanco sur está muy fallado y tiene saltos de pendiente acusados, en el núcleo del arco es donde afloran las rocas del basamento. Según los autores el origen del arqueamiento podría ser debido a la interacción en profundidad de los bloques litosféricos de las dos placas mayores. En este contexto la carga que ejerce la Placa Caribe sobre la Placa



Norteamericana da lugar a una subsidencia en la fosa y un basculamiento de la plataforma carbonática hasta alcanzar 4000 m de profundidad.

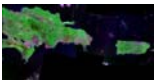
Los datos obtenidos fueron utilizados para contrastar los modelos previos, propuestos por otros autores en relación con el levantamiento tectónico y la deformación en la plataforma:

- Modelo de Transtensión con predominio de fallas normales de bajo buzamiento en el área de Puerto Rico, *Speed & Larue* (1991). *Van Gestel et al* en sus datos sólo encuentran patrones de divergencia este-oeste en la placa Norteamericana debido al *bending* (flexión de la placa), y unas fallas menores en el *Rift* de Mona. En sus perfiles no aparece la Falla 19° de Latitud Norte, el borde norte con terminación batimétrica brusca se debe a movimientos gravitacionales.

- Rotación antihoraria de la microplaca Puerto Rico-Islas Vírgenes y apertura en el *Rift* de Mona, *Masson & Scanlon* (1991). Para *Van Gestel et al* la plataforma presenta un basculamiento uniforme y no da lugar a cuadrantes con predominio de convergencia y divergencia como requiere el modelo de rotación. Además no hay datos para decir que el basculamiento de la plataforma y la rotación fuesen simultáneos.

- Pinnig* y extensión localizada; donde La Española se comportaría como la parte fija (*pin*) por la colisión oblicua con el Banco de las Bahamas que frenaría su avance y el Bloque Puerto Rico-Islas Vírgenes la parte móvil que seguiría su desplazamiento hacia el este, modelo de escape tectónico, *Vogt et al* (1976). Para *Van Gestel et al* este modelo no explica el arqueamiento de la plataforma, y si el proceso de *pinning* actuó cuando la isla de Puerto Rico estaba colisionando con el Banco de las Bahamas debería de haber quedado registrados indicios de deformación en la plataforma.

- Acortamiento y arqueamiento norte-sur por la interacción en profundidad de los bloques litosféricos subducidos de la Placa Caribe y la Placa Norteamericana, *Dillon et al* (1994). Según *Van Gestel et al* este modelo explica bien el arqueamiento de la plataforma, y también podría explicar el máximo de anomalía gravimétrica de aire libre (-350 miligales) ubicado a lo largo de la Fosa de Puerto Rico. Si es cierta la relación entre el arqueamiento norte-sur y la subducción opuesta, entonces se podría datar el proceso de subducción, a partir de la tasa de subsidencia de la plataforma.



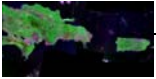
-Erosión tectónica a gran escala debido a la subducción oblicua en la zona de colisión de La Española y el Banco de las Bahamas, *McCann & Sykes* (1984) y *Birch* (1986). Según *Van Gestel et al* las direcciones de deformación y arqueamiento que predice este modelo son casi perpendiculares a las tendencias observadas en la sísmica de reflexión. Este modelo también requeriría en la plataforma un patrón de deformación progresiva en el tiempo desde el este hacia el oeste, el cual no se observa, ya que la plataforma ha sido basculada como un bloque uniforme.

Mann, P. (1999) edita un volumen en el que colaboran diversos autores de forma multidisciplinar. Se hace una identificación y clasificación de las cuencas sedimentarias a partir de la geología regional y con apoyo de datos gravimétricos de satélite. Parten de que los mapas de anomalías gravimétricas de aire libre guardan buena correspondencia con los mapas batimétricos, con lo cual los picos de gravedad corresponden con elevaciones en las que se incluyen los arcos volcánicos, y los restos de estos arcos, *oceanic plateau* elevada, abombamientos perimetrales en la corteza oceánica Mesozoica del Océano Atlántico y en la corteza Cenozoica del Océano Pacífico y en las plataformas carbonáticas y bancos aislados. Las zonas de fractura en la corteza oceánica se expresan como finas alineaciones trazables sobre distancias de cientos de kilómetros. Fosas y zonas de subducción, prismas de acreción y grandes cuencas sedimentarias marcadas por anomalías de aire libre muy negativas.

A partir de los datos de estas cuencas, y los movimientos relativos de las tres placas que interaccionan: Placa Caribe, Placa Norteamericana y Placa Suramericana, hacen una revisión de los modelos previos y elaboran dos nuevos modelos de evolución tectónica para el Caribe.

Van Gestel et al (1999) a partir de datos de sísmica de reflexión, datos de sondeos y geología de superficie tomados en los materiales de la plataforma carbonatada del este del arco de las Grandes Antillas, proponen una evolución en tres fases para deformación tectónica que caracteriza la región del límite noreste de la Placa Caribe con la Placa Norteamericana.

Muszala et al (1999) aplican el método de Deconvolución de Euler para el procesamiento e interpretación de los datos magnéticos recogidos durante dos campañas de barco en el norte de la isla de Puerto Rico. El método de deconvolución facilita la identificación de nuevas fallas así como el cartografiado de las fallas ya conocidas a partir de otros datos, así pasa con la falla Septentrional, en los datos magnéticos se localiza bien al oeste del Cañón de Mona pero no al este.



Al norte de la isla de Puerto Rico diferencias 3 zonas en función de sus distintas anomalías magnéticas:

- Zona 1: Anomalías alineadas en dirección noroeste-sureste que se corresponden con corteza oceánica del Cretácico temprano con una cobertera sedimentaria.
- Zona 2: Anomalías alineadas este-oeste de baja amplitud que se corresponden con un cinturón de esquistos azules y se sitúan al sur de la Zona 1.
- Zona 3: Presenta los valores de anomalías más elevados y se centrada *grosso modo* bajo la isla de Puerto Rico, se corresponde con el arco isla formado desde el Cretácico al Oligoceno.

DeMets et al (2000) calcula más constricciones para el movimiento entre la Placa Caribe y la Norteamericana. El nuevo modelo que proponen da una tasa de movimiento hacia el este de la Placa Caribe un 65% superior a la dada por su modelo NUVEL-1A (1990)

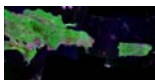
Jansma et al (2000), a partir de datos de GPS tomados en estaciones distribuidas por la zona del límite de placas y en zonas estables intraplaca, hacen una revisión de la hipótesis de las microplacas en el noreste del Caribe, define los movimientos de traslación y rotación de la Microplaca de Puerto Rico-Islas Vírgenes dentro del límite de placas y dan más constricciones sobre la neotectónica de la zona.

Determinan para la Microplaca de Puerto Rico-Islas Vírgenes un comportamiento rígido y presenta un movimiento independiente del resto de placas colindantes, y de esta manera acomoda gran parte de la deformación en la zona de la fosa.

°Los datos de GPS no apoyan la rotación antihoraria de 25° del Bloque Puerto Rico-Islas Vírgenes sobre un eje vertical situado al sureste de la isla (*Manson & Scanlon*, 1991) y tampoco son consecuentes con la idea del escape tectónico de dicho bloque hacia el este (*Vogt et al*, 1976), sino más bien apoyan un incremento de la velocidad de desplazamiento a lo largo del límite de placas lo que requiere el balance de las tasas de movimiento entre todas las fallas del límite sea igual a la tasa total de movimiento entre la Placa Caribe y la Norteamericana.

Los datos de GPS son consistentes con movimientos de transpresión sinistral en la Fosa de los Muertos y en la Fosa de Puerto Rico, transtensión sinistral en el Paso de Anegada y apertura este- oeste en el *Rift* de Mona.

En los modelos cinemáticos que proponen los autores, en la Fosa de Puerto Rico y en las fallas del la costa norte de Puerto Rico se puede acomodar hasta el 85% del movimiento entre la Placa Caribe y la Norteamericana. Si se comparan los datos de GPS recogidos en La Española y los recogidos en el Bloque Puerto Rico-Islas Vírgenes se observa una extensión en el *Rift* de Mona de



unos 5 mm/año, esta tasa de apertura implica una edad para el *rift* de 2-3 Ma lo que se corrobora con datos geofísicos marinos.

Weber et al (2001) proponen un modelo de movimientos relativos entre la Placa Caribe y Placa Sudamericana. La Placa Caribe se mueve en sentido este a una velocidad 20 mm/año la cual es muy superior a la predicha en el modelo NUVEL-1^a (*DeMets et al*, 1990).

McCann W. R. (2002) realiza un estudio a partir de la integración de datos de dos redes sísmicas y de esta manera caracterizar la zona de subducción del noreste del Caribe. Representando los focos de los microterremotos tanto en planta como en profundidad, identifica zonas con una sismicidad anómala, debido a la alta concentración de eventos: Suroeste de la isla de Puerto Rico, Paso de Anegada y prolongación sureste del *Main Ridge*. Realiza varios perfiles norte sur transversales a la isla de Puerto Rico y representa la distribución de los focos de los terremotos en profundidad, de este modo hace una estimación de los ángulos de subducción de la Placa Norteamericana y la profundidad alcanzada por el bloque litosférico subducido. Considera varias agrupaciones de focos fuera del bloque litosférico subducido Norteamericano y da posibles causas; se trataría de una parte del bloque litosférico subducido de la placa Caribe chocando en profundidad con la Placa Norteamericana o un cizallamiento en el techo del bloque litosférico subducido norteamericano. Valora la implicación en la subducción de montes submarinos y de estimación de las máximas magnitudes de terremotos.

Calais et al (2002) a partir de los datos GPS recogidos entre 1994 y 2001 tanto en La Española como en Puerto Rico revisan las tasas de deslizamiento para las grandes fallas y los modelos neotectónicos propuestos para el noreste del Caribe (*Dixon et al*, 1998). Los datos de GPS son coherentes con una deformación compartimentada y con las tasas de deslizamiento de las fallas en las zonas próximas a las estaciones de medida. Con esto concluyen que la falla Septentrional tiene un movimiento con transpresión sinistral y junto con datos de paleosismología se encuentra en una fase tardía de ruptura del ciclo sísmico.

Sella et al (2002) publican un nuevo modelo de movimientos relativos de placas a partir de datos de GPS (REVEL). Demuestran que el anterior modelo NUVEL- 1A (*DeMets et al*, 1990) no representaba bien los movimientos relativos entre Norteamérica, Sudamérica y el Caribe por no incluir las tasas de expansión oceánica en las anomalías magnéticas.

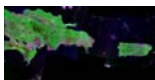


Mann et al (2002) centran su estudio en la zona noreste de la Placa Caribe, donde a partir de datos de GPS y observaciones geológicas de superficie estiman una tasa de deslizamiento para una Placa Caribe en relación a la Placa Norteamericana de $18-20 \pm 3$ mm/año en dirección noreste 070° , esto implica que en el borde norte se da una máxima convergencia oblicua en la zona de contacto de La Española (perteneciente a la Placa Caribe) y el grueso Banco de las Bahamas (dentro de la Placa Norteamericana).

En ésta zona del borde noreste los datos de GPS indican que Puerto Rico, *St. Croix* y las Pequeñas Antillas se mueven como un único bloque y son coherentes tanto en tasa de movimiento como en azimut con la Placa Caribe. Por el contrario esta coherencia no tiene lugar con La Española donde las medidas de GPS dan variaciones tanto en azimut como en tasa de movimiento; de norte a sur aumenta la tasa de movimiento y aumenta la componente de dirección este, es decir, los vectores sufren un aumento en su módulo y se orientan más hacia el este, luego La Española se mueve de modo independiente a la Placa Caribe, su azimut medio es mas noreste (080°) y su tasa de movimiento es más lenta 4-17 mm/año, está sufriendo un frenado y un retraso en la zona de contacto, este comportamiento diferencial se acomoda en la gran cantidad de estructuras de la isla. Esto está indicando que en el margen noreste de La Española se trata de una zona donde se produce colisión y se mueve más lentamente que la zona de Puerto Rico y las Islas Vírgenes que se mueven más rápido porque estarían en una zona de colisión. Estas diferencias en los movimientos son acomodadas en el Paso de Mona donde se está produciendo *rifting* este oeste desde el neógeno con una tasa de apertura 5 mm/año.

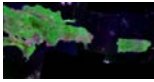
Los modelos elásticos para esta zona favorecen una deformación compartimentada, con un deslizamiento oblicuo en la zonas exteriores como fallas inversas de bajo ángulo (*e. g.* Falla Norte de La Española, Fosa de los Muertos) y desgarres subverticales en las zonas interiores del límite (*e. g.* Falla Septentrional, Falla de Enriquillo).

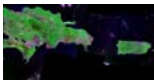
Ten Brink et al (2004) presentan un nuevo mapa batimétrico de detalle de la Fosa de Puerto Rico con el fin de asesorar sobre el riesgo de terremotos y tsunamis en el noreste del Caribe. Con el apoyo de datos de batimetría multihaz realizan una interpretación de rasgos morfotectónicos y de las cicatrices de los deslizamientos submarinos. Discuten la existencia de algunas fallas citadas en trabajos previos pero que no tienen expresión en la batimetría y citan nuevas fallas. Proponen un nuevo nombre para la Falla del Talud Norte de Puerto Rico (*Grindlay et al*, 1997) nombrándola como Falla de *Bunce*.



Ten Brink et al en su trabajo “*Dynamic topography of Puerto Rico and the Puerto Rico Trench*” (en prensa) hacen una revisión de los modelos propuestos hasta la fecha en la Fosa de Puerto Rico y proponen su propio modelo tectónico (*ver modelo Capítulo II, Figura: 2.15*).

Según *Ten Brink et al*, muchos modelos, los cuales cubren casi todo el espectro de procesos tectónicos, han sido publicados durante los últimos 40 años para explicar la inusual profundidad y anomalía gravimétrica de la Fosa de Puerto Rico. *Ten Brink et al* presentan un modelo que intenta explicar la gran profundidad y anchura de la Fosa de Puerto Rico, su extrema anomalía de gravedad y la presencia al norte de la isla de una plataforma carbonatada con una inclinación uniforme de 4° hacia la fosa. Para ello parte de la existencia de una falla vertical (*tear fault*) en la litosfera Norteamericana la cual daría lugar a un aumento en el ángulo de subducción y con ello a la subsidencia de la placa, esto favorecería la formación de una fosa profunda y ancha, la inclinación rápida y uniforme plataforma carbonatada hacia la fosa (entre 14 y 40 mil años) y el levantamiento de la isla. Este proceso es compatible con las escalas de flujo mantélico y el *bending* de las placas litosféricas. Los autores deducen la existencia de esta falla vertical (*tear fault*) en la placa Norteamericana que subduce a partir de observaciones sísmicas, morfológicas y gravimétricas, y la sitúan en la fosa a unos 64.5° oeste y con una tendencia hacia el suroeste. Los esfuerzos necesarios para el desarrollo de esta falla vertical se podrían deber al aumento de curvatura en la traza de la fosa siguiendo la rotación antihoraria del bloque de Puerto Rico y las Islas Vírgenes o/y también por la subducción de un gran monte submarino.





IV. METODOLOGÍA.

Para la elaboración de este trabajo se han utilizado los datos geodésicos, batimétricos, gravimétricos, magnéticos y sísmicos adquiridos en los meses de marzo y abril de 2005 durante la campaña GEOPRICO-DO. El tratamiento y procesado preliminar de dichos datos se ha llevado a cabo aplicando la metodología clásica utilizada en estudios de geología y geofísica marina.

En este capítulo de metodología sólo se tratan los aspectos que han sido necesarios para la presentación de los resultados, tales como el método de adquisición de los datos, la instrumentación utilizada y el procesado. No se profundiza los fundamentos metodológicos excepto para campos potenciales donde se presentan datos más procesados. Se da especial importancia la instrumentación en relación con el Capítulo V: *Trabajos Realizados*, donde se desarrolla la planificación de la campaña GEOPRICO-DO. También se hace una relación de los próximos trabajos a realizar con los datos y que serán el objetivo de la Tesis Doctoral del autor.

4.1. SISTEMAS DE NAVEGACIÓN Y POSICIONAMIENTO.

La información tomada durante la campaña debe estar perfectamente georeferenciada, por lo que es fundamental disponer de los sistemas de posicionamiento de máxima precisión (*Foto 4.1*). El sistema de navegación *Konmap* con los datos que le llegan de los diferentes sensores genera una representación georeferenciada de la posición del barco y crea una serie de telegramas que alimentan a diferentes sistemas e instrumentos cada segundo.

EL sistema GPS (*Global Positioning System*), si opera de modo autónomo, ofrece una precisión de ± 10 m, por lo tanto es necesario disponer de correcciones diferenciales de validez local. A bordo del Buque de Investigación Oceanográfica “Hespérides” se han utilizado dos sistemas de GPS diferencial *Seapath 200L* y *Ashtech 3DF* a los que se les ha ido insertando correcciones diferenciales de forma continuada (cada segundo), utilizando para ello una red de estaciones de referencia emplazadas en tierra.

Los datos de posicionamiento se extraen en los formatos adecuados, lo que facilita el posterior tratamiento de los datos geofísicos.

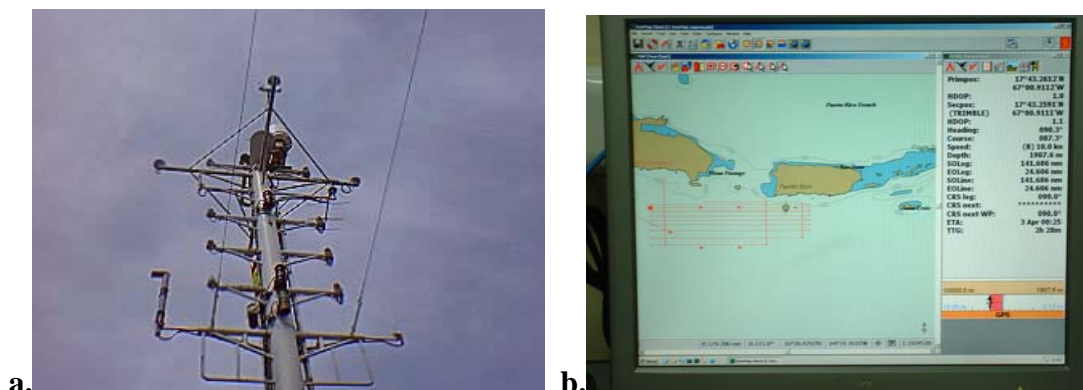
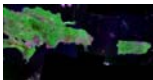


Foto 4.1: a) Antenas de telecomunicaciones del BIO Hespérides. b) Monitor del sistema de navegación Konmap.

4.2. BATIMETRÍA.

Las ecosondas son instrumentos de investigación oceanográfica empleados para obtener datos batimétricos de alta resolución con un recubrimiento del 100% del fondo marino, y simultáneamente, valores de reflectividad acústica del fondo oceánico.

Basan su funcionamiento en la emisión de un número variable de pulsos acústicos polarizados, que al alcanzar el fondo del mar son devueltos hacia la superficie y recibidos por los transductores situados en el barco (*Figura: 4.1 y Foto: 4.2.a*). A partir de la diferencia del tiempo que han tardado los haces en recorrer la distancia que separa el barco del fondo del mar y de la velocidad de propagación del sonido en el agua se obtiene la profundidad a la que se encuentra el fondo en el área que se va cubriendo según las derrotras del barco. Así, realizando barridos paralelos con un determinado porcentaje de solapamiento se consigue la cobertura completa del área explorada (*Figura 4.1*). Cuando se trabaja con ecosondas multihaz es, además, necesario tener un buen control del perfil de velocidad del sonido en el agua, ya que a partir de este parámetro la ecosonda va a transformar el tiempo en profundidad. Por este motivo, durante la campaña se han lanzado varios batitermógrafos desechables (*XBT*), que proporcionan el perfil de velocidad de sonido en la columna de agua (*Foto 4.2.d*). Los perfiles de velocidad de sonido que se obtienen son transmitidos a la sonda multihaz, que lo aplica automáticamente para realizar la reducción de sus medidas.

El B.I.O. Hespérides en esta campaña ha operado con dos tipos de ecosonda multihaz:

- Multihaz EM-120 que tiene capacidad oceánica y está diseñada para operar en aguas profundas de hasta 11.000 metros de profundidad. Presenta un rango una cobertura de 3.5

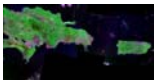


Figura 4.1: Procedimiento de la ecosonda multihaz en la adquisición de datos

veces la profundidad del agua y una precisión de la medida de 10 a 40 cm. La velocidad máxima de trabajo esta en 11 o 12 nudos. Va montada fija en el casco del barco, y dispone de dos transductores montados en forma de cruz, uno para recepción y el otro para transmisión (Foto: 4.2a). La EM-120 es un sistema completo que incluye desde los transductores hasta el procesado de

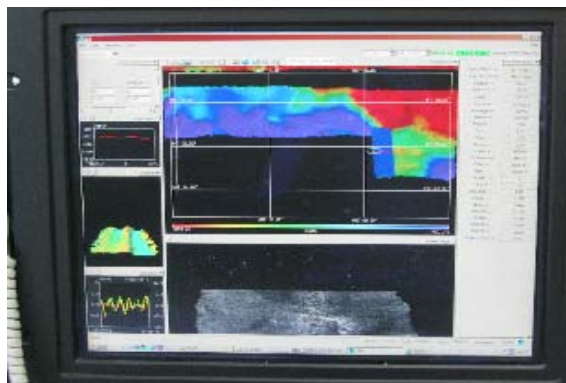
los datos y su impresión final. El control, por parte del operador, de la longitud del pulso permite mantener una resolución adecuada a la profundidad existente (Fotos: 4.1.b y 4.1.c)



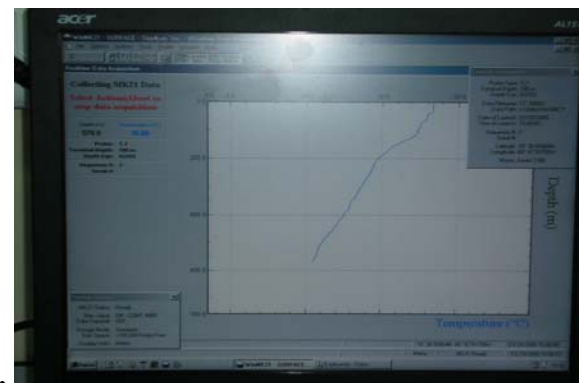
a.



b.

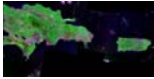


c.



d.

Foto 4.2: a) Barquilla de transductores arriada. b) Tríptico de monitores para el control de la multihaz desde el laboratorio .c) Monitor principal donde se representa en tiempo real la batimetría. c) Gráfico del XBT (batitermógrafo desechable), en el eje horizontal temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y en eje vertical profundidad (m).



- Multihaz EM-1002, se trata de una ecosonda batimétrica diseñada para realizar mapas del fondo marino con una elevada precisión; esta diseñada para trabajar en profundidades bajas y medias entre 2 m y 700 m. El recubrimiento máximo es de 1.500 metros y permite obtener una precisión de 10 cm. El transductor de la ecosonda está instalado en el casco del buque y ha de ser arriado cada vez que se ha de utilizar, este transductor tiene un estabilizador de cabeceo, y la velocidad máxima de trabajo con el transductor arriado es de 10 nudos.

4.3. GRAVIMETRÍA.

4.3.1 FUNDAMENTOS.

El método gravimétrico estudia la distribución de densidades en el interior de la Tierra a partir de la observación de las anomalías que generan en la aceleración de la gravedad “ g ” (Lowrie, W., 1997). Para ello, se basa en la relación directa entre ambos parámetros (densidad y aceleración de la gravedad).

La Ley de Gravitación Universal establece:

$$F = \frac{GMm}{R^2} \vec{r} \quad [1]$$

donde: F , la fuerza de atracción entre dos masas,

M , la masa de la Tierra y m cualquier masa sobre su superficie,

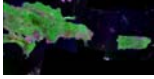
R , la distancia entre ambas y

G , la Constante de Gravitación Universal ($=6,67 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g} \cdot \text{s}^2$).

Por otra parte, la segunda Ley de *Newton* dice:

$$F = mg \quad [2]$$

de modo que, igualando ambas expresiones y sustituyendo M por $V\rho$, siendo V el volumen y ρ la densidad, se llega a:



$$g = G \frac{V\rho}{R^2} \vec{r} \quad [3]$$

donde se observa una relación directa entre g y ρ .

El *Geodetic Reference System* de 1967 (GRS 1967) define la gravedad teórica (g_ϕ), en cualquier latitud (ϕ) de la superficie del elipsoide que configura la forma teórica de la Tierra, suponiendo así mismo un modelo teórico con distribución creciente de densidad hacia el interior de la Tierra:

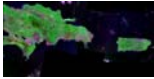
$$g_\phi = 978031.846 \left(1 + 0.005278895 \sin^2 \phi + 0.000023462 \sin^4 \phi \right) \text{ miliGal} \quad [4]$$

Cualquier variación de la g leída sobre la g_ϕ teórica calculada, será anómala (*anomalía gravimétrica*) y se deberá a distribuciones de densidad diferentes respecto de las establecidas por el modelo teórico. El análisis de las anomalías de la gravedad, por tanto, es lo que permite determinar la distribución de densidades en el subsuelo y deducir la configuración geológica. La necesaria homogeneización de los valores de g y g_ϕ , lleva consigo una serie de correcciones: calibración y deriva instrumental, *Eötvös* y topografía para el valor leído, y Aire Libre y *Bouguer* para la g teórica:

La calibración consiste en una corrección instrumental que trata de eliminar los efectos mecánicos que inciden en el funcionamiento de los aparatos de medida, basándose en la repetición de las lecturas en un mismo punto, con determinados intervalos de tiempo. La variación asumida entre los valores de lectura es de tipo lineal. El rango de error instrumental en el gravímetro marino es muy pequeño por tratarse de un instrumento electromagnético (± 0.1 miliGales).

La corrección de *Eötvös* elimina el efecto producido al obtener las lecturas desde una plataforma móvil. La velocidad y rumbo del vehículo se combinan con la rotación terrestre pudiendo generar en g desviaciones de varias decenas de miliGal. Es evidente la necesidad de realizar esta corrección en lecturas efectuadas desde un barco.

$$\delta g_{\text{ecuador}} = 7.508V \cos \phi \sin \alpha + 0.0416V^2 \text{ miliGal} \quad [5]$$



siendo: V , la velocidad del vehículo en nudos,

ϕ , la latitud y

α , el azimut en grados.

Con la corrección de Aire Libre (C.AL) se traslada el valor de la gravedad teórica (g_ϕ), calculada sobre el elipsoide de referencia, a la cota real de lectura. Si el gradiente teórico vertical del campo gravitatorio terrestre se estima en 0.3086 miliGal/m, la corrección a aplicar vendrá definida por:

$$C.A.L. = 0.3086 * Z \quad [6]$$

siendo Z la cota del punto en que se realiza la lectura. En mar, esta corrección es nula al considerar que se mide sobre el elipsoide (nivel medio del mar) y teniendo en cuenta las precisiones con que se trabaja.

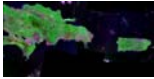
La corrección de Bouguer (C.B) calcula el efecto que produce sobre la gravedad la lámina de material comprendido entre la cota del punto en que estamos midiendo y el nivel del mar. En prospección terrestre se utiliza una densidad media de 2.67 g/cm^3 , mientras que en prospección marina el valor a tener en cuenta la diferencia entre la densidad de reducción y la densidad del agua de mar (1.03 g/cm^3), luego 1.64 g/cm^3 . Este efecto, sobre la unidad de masa de una capa infinita de altura Z es:

$$C.B. = 2\pi G \rho Z \quad [7]$$

donde: G , la Constante de Gravitación Universal ($=6,67 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g} \cdot \text{s}^2$) y

ρ , la densidad de reducción.

La corrección topográfica se realiza para tener en cuenta el efecto causado por las variaciones del relieve que existe alrededor de los puntos de medida. Los altos topográficos ejercen una atracción gravitatoria hacia arriba, de modo que la g observada es menor, y por lo tanto se debe sumar la cantidad correspondiente a este efecto. Los bajos topográficos, durante la aplicación de la corrección de lámina de Bouguer, han sido ficticiamente “rellenados” y,



como consecuencia, ejercen una atracción gravitatoria hacia abajo, efecto que se restaría a la corrección de Bouguer, la cual es negativa, de modo que se sumará el valor de corrección topográfica a la g observada tanto en los altos como en los bajos.

En mar, las variaciones morfológicas de los fondos oceánicos hacen que masas de agua ocupen de forma irregular volúmenes entre masas de rocas con densidad mucho más alta. Este efecto es especialmente relevante cuando se trabaja en áreas con grandes variaciones batimétricas. La corrección del efecto producido por la lámina de agua y por las irregularidades del fondo oceánico están descritas por *Nettleton* (1976); el resultado de aplicar estas correcciones lo denomina anomalía de Bouguer, si bien estas correcciones nos son exactamente iguales a las aplicadas en tierra. Debe tenerse en cuenta que la lámina de agua se sitúa por debajo del nivel de referencia, así como que el efecto de las irregularidades del fondo de dicha lámina se computa en la superficie del mar, no en los puntos del fondo oceánico respecto de los cuales se realiza la corrección, y puede ser positivo o negativo.

4.3.1.1. ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS.

Según sean las correcciones aplicadas, se calculan diferentes tipos de anomalías: La **Anomalía gravimétrica de Aire Libre** conlleva la aplicación de la corrección de Aire Libre (*Figura 4.2. B*) y, en caso de obtener las lecturas gravimétricas sobre una plataforma móvil, como es un barco, también la aplicación de la corrección de *Eötvös*:

$$A.A.L. = g_{leída} + C.E. - (g_{teórica} - C.A.L.)$$

donde: A.A.L., la Anomalía de Aire Libre,

C.E., la corrección de *Eötvös* y

C.A.L., la corrección de Aire Libre.

La anomalía gravimétrica que incorpora las correcciones aplicadas para el cálculo de la anomalía de Aire Libre, más la corrección de lámina de Bouguer es la denominada **Anomalía de Bouguer** (*Figura 4.2.C*):

$$A.B. = g_{leída} + C.E. - (g_{teórica} - C.A.L. + C.B.)$$

siendo: A.B., la Anomalía de Bouguer y



C.B., la corrección de lámina de Bouguer.

La anomalía de Bouguer refleja el contraste de densidad de las masas anómalas con respecto a las densidades medias normales (para la corteza normal se considera una densidad media de 2.67 g/cm^3).

Si la Anomalía de Bouguer incluye, además, la corrección topográfica, se llama **Anomalía de Bouguer Completa** (Figura 4.2. C), y es un reflejo de la distribución de la densidad de las rocas en profundidad:

$$A.B.C. = g_{\text{leída}} + C.E. - (g_{\text{teórica}} - C.A.L. + C.B. + C.T.)$$

siendo: *A.B.C.*, la Anomalía de Bouguer Completa y

C.T., la corrección topográfica.

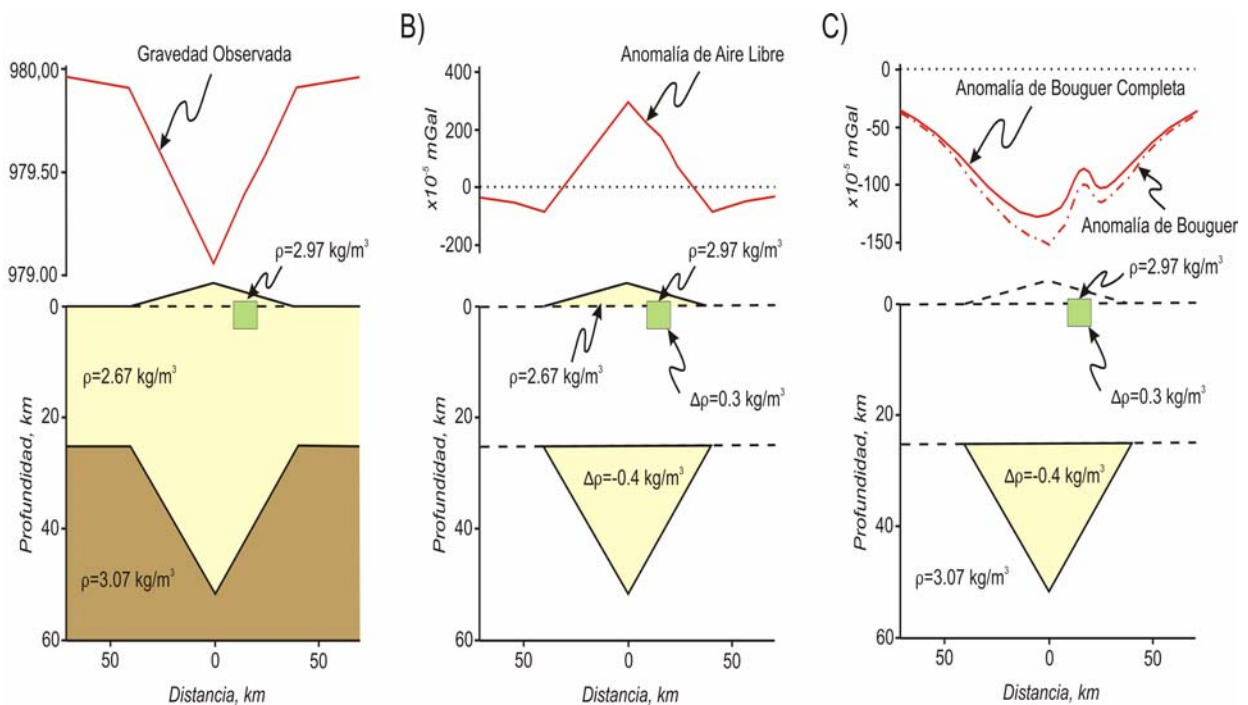
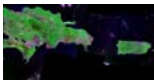


Figura 4.2: A) Sección de corteza para describir las diferentes correcciones a la gravedad observada; la “montaña” es isostáticamente compensada por una raíz cortical. La masa de sección rectangular representa una variación de densidad de acuerdo con la geología de la corteza superior. B) La misma sección de corteza después de restar la gravedad teórica a la observada y de aplicar la corrección de aire libre. La anomalía de aire libre está fuertemente influenciada por el relieve; aunque la corrección de aire libre tiene en cuenta la variación en la cota de medida, no considera el efecto de la masa adicional del edificio topográfico. C) Anomalías de Bouguer y Bouguer Completa sobre la misma sección cortical; la anomalía de Bouguer refleja las masas anómalas, y en este caso incluye una componente negativa de gran longitud de onda causada por la raíz que compensa isostáticamente la topografía y una componente positiva de corta longitud de onda causada por el cuerpo de mayor densidad situado en la corteza superior. (Modificado de Blakely, 1995)



4.3.2. ENLACE CON LAS REDES TERRESTRES.

Los gravímetros miden variaciones relativas de la componente vertical de la gravedad, por lo que es necesario escalar en un punto donde se conoce la gravedad absoluta (*Fotos: 4.3 y 4.4*). Por ello, antes de comenzar una campaña oceanográfica en la cual se va a realizar gravimetría marina, se establece una base en el muelle donde está atracado el barco. En dicha base se realizan varias medidas a lo largo de cierto intervalo de tiempo, y se comparan con las realizadas sobre una base de la red gravimétrica terrestre. Con esto se de enlazan las medidas tomadas por el gravímetro del barco con los datos absolutos de gravedad y se calibran todas las medidas que se efectúan a lo largo de la campaña.

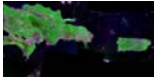
El enlace con las redes terrestres se estableció sobre las bases gravimétricas con un gravímetro portátil *Worden mod. Master* cuya precisión es de ± 0.1 mGal.



Foto 4.3: Calibración del gravímetro marino con las redes terrestres mediante gravímetro portátil *Worden*. a) Medición con gravímetro portátil al lado del barco *BIO Hepérides*. b) Medición con el gravímetro portátil en una base gravimétrica en el Capitolio de San Juan de Puerto Rico.

4.3.3. INSTRUMENTACIÓN

El B.I.O. *Hespérides* está dotado con un gravímetro marino *Bell Aerospace TEXTRON BGM-3* (actualmente *Lockheed Martin Federal Systems* (*Foto: 4.4*). El sensor del sistema se encuentra montado en una plataforma giroestabilizada situada en el local de gravimetría, el



cual se encuentra próximo al centro de gravedad del buque. Está calibrado de fábrica, pero es conveniente una comprobación periódica para ajustar las posibles derivas, de ahí la necesidad del enlace con las redes terrestres. El sistema está compuesto por:

Un sensor que consta de un *rack* con los dispositivos electrónicos de alimentación, de acondicionamiento de señal y baterías de emergencia. El sensor de gravedad genera un tren de pulsos, cuya frecuencia es proporcional a la gravedad en el rango del instrumento, y una señal de referencia para contarlos. Estos datos se introducen en el ordenador donde son almacenados con una señal que indica el status de funcionamiento.



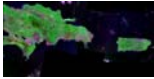
Foto 4.4: Gravímetro marino Bell Aerospace TEXTRON BGM-3

Una plataforma estabilizada cuya función es aislar el sensor de gravedad de los movimientos del buque, minimizando las posibles influencias de los movimientos del buque y asegurando en todo momento la alineación del sensor con la vertical. Consiste en una plataforma estabilizada, sobre la cual va montada el subsistema sensor, así como la electrónica de control, estabilización y alimentación de la misma.

El sistema de adquisición de datos está compuesto por un PC encargado del preprocesado de la señal, así como del almacenamiento y distribución por la red de estos datos.

4.3.4. ADQUISICIÓN DE LOS DATOS.

Durante la campaña de mar, el barco navega siguiendo una serie de derrotas, o líneas de navegación, denominadas “líneas normales”, en las cuales se obtiene una lectura gravimétrica cada 10 segundos (frecuencia de muestreo 0.1 Hz) (*Figura: 4.3*). También se realizan una serie de líneas transversales a las normales, denominadas “líneas de corte” y que sirven para comprobar los valores de gravedad en los puntos de cruce y estimar el error del levantamiento.



La información llega a la unidad central de tratamiento de datos a través de tres canales independientes: gravímetro marino, instrumentos de navegación y posicionamiento, y el operador de guardia.

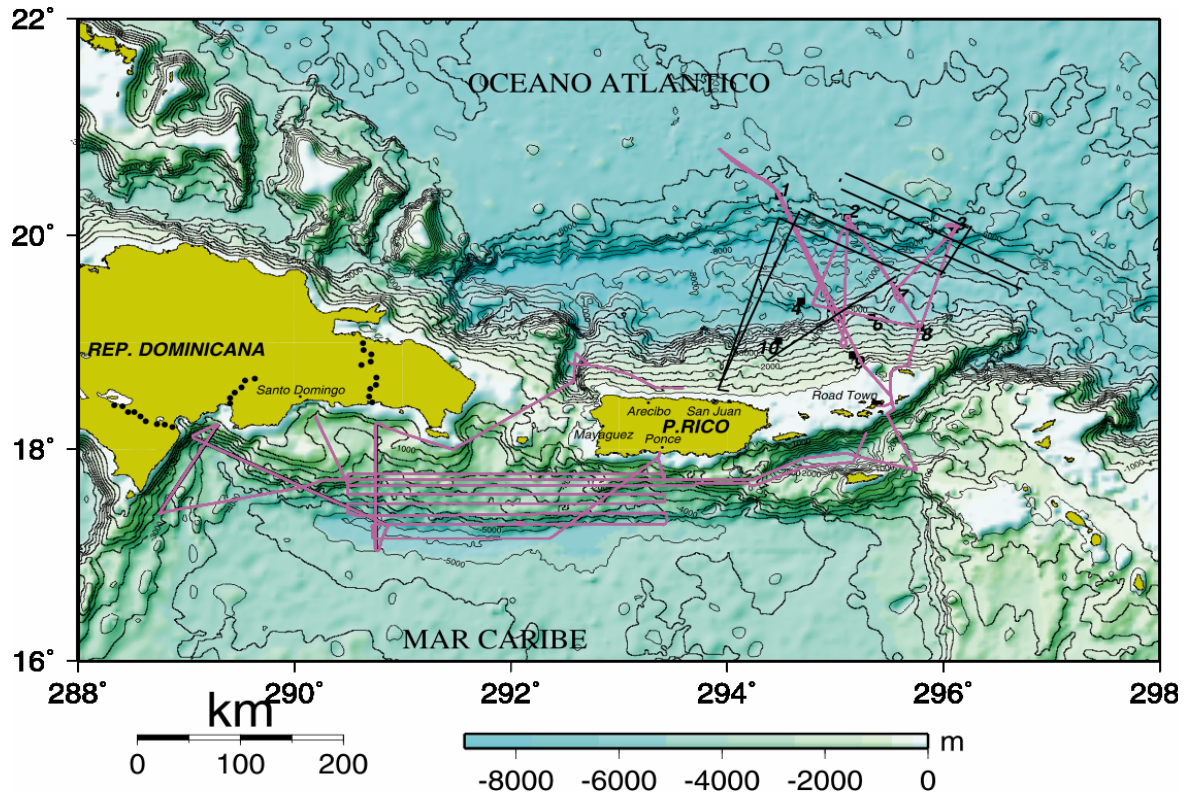
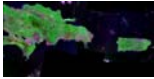


Figura 4.3: Mapa de líneas de navegación seguidas en la campaña Geoprico-do (2005) en color morado y en color negro las líneas de navegación de la campaña Prico-97. Los círculos negros corresponden a las localizaciones de las estaciones sísmicas de tierra y los números corresponden a los sismómetros de fondo marino.

4.3.5. PROCESADO DE LOS DATOS Y REALIZACIÓN DE MAPAS

Con la información así almacenada, se sigue un procedimiento con distintas etapas (Figura: 4.4). Se aplicó el programa LANZADA (Carbó *et al.*, 1998), diseñado para obtener las anomalías gravimétricas de cada línea. El programa compone un fichero para cada línea que incorpora los datos de lecturas del gravímetro, posición, rumbo, velocidad y profundidad, con esto calcula el rumbo y la velocidad reales y aplica las correspondientes correcciones, y por último el programa calcula las anomalías de Aire Libre y de Bouguer, referidas al GRS67 (Figura: 4.4).

Posteriormente las líneas de navegación así procesadas, se incluyen en una base de datos georeferenciada mediante el sistema *OASISMontaj*, donde se corrigen las lecturas anómalas



(“spikes”) directamente uno por uno o mediante filtros de paso bajo que eliminan las señales con longitud de onda inferior a 1000 m. Después se interpola mediante el método *Kriging*, tomando un tamaño de malla y espaciado interpolación adecuado en función de la distancia entre las líneas de navegación seguidas durante la adquisición de los datos y a las características del área de estudio (nuestro caso 1 minuto de paso de malla). Así, se obtuvieron finalmente mallas regulares para los valores de anomalía de Aire Libre y de Bouguer en el área de estudio.

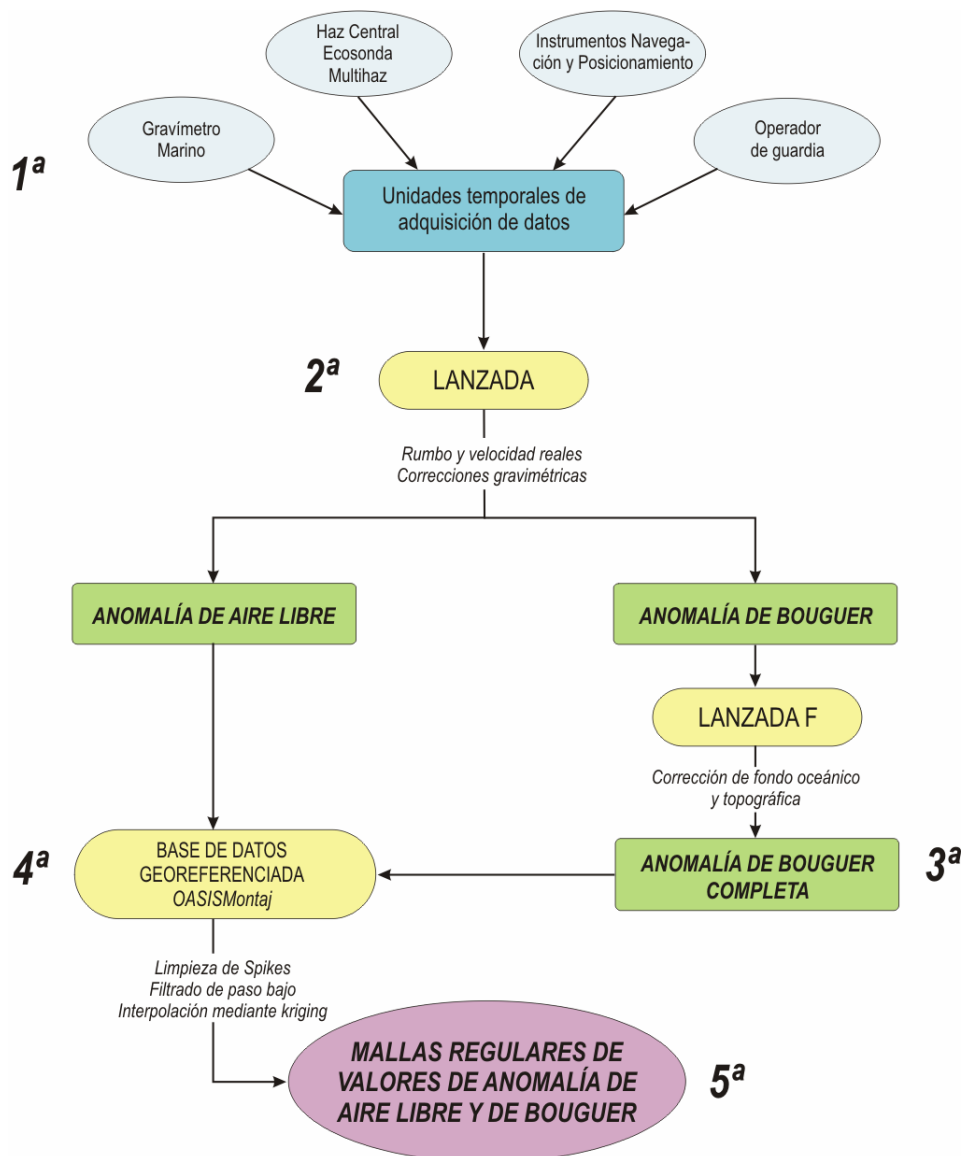
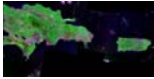


Figura 4.4: Procedimiento en cinco etapas para el procesamiento de los datos gravimétricos.



- PRIMERA DERIVADA VERTICAL.

En los trabajos realizados se presenta un mapa de primera derivada vertical del mapa de anomalías de Bouguer, por lo tanto en este capítulo se explica la metodología de forma muy somera.

En mapas de campos potenciales aplicar la primera derivada vertical supone acentuar las anomalías de corta longitud de onda que quedan enmascaradas por las anomalías regionales de mayor longitud de onda y que son debidas generalmente a cuerpos situados a mayor profundidad.

La aplicación de la primera derivada vertical conlleva una pérdida de información de utilidad en interpretaciones cuantitativas, sin embargo esta supresión de grandes longitudes de onda facilita la visualización y comparación de distintas tendencias y fábricas en los dominios geológicos.

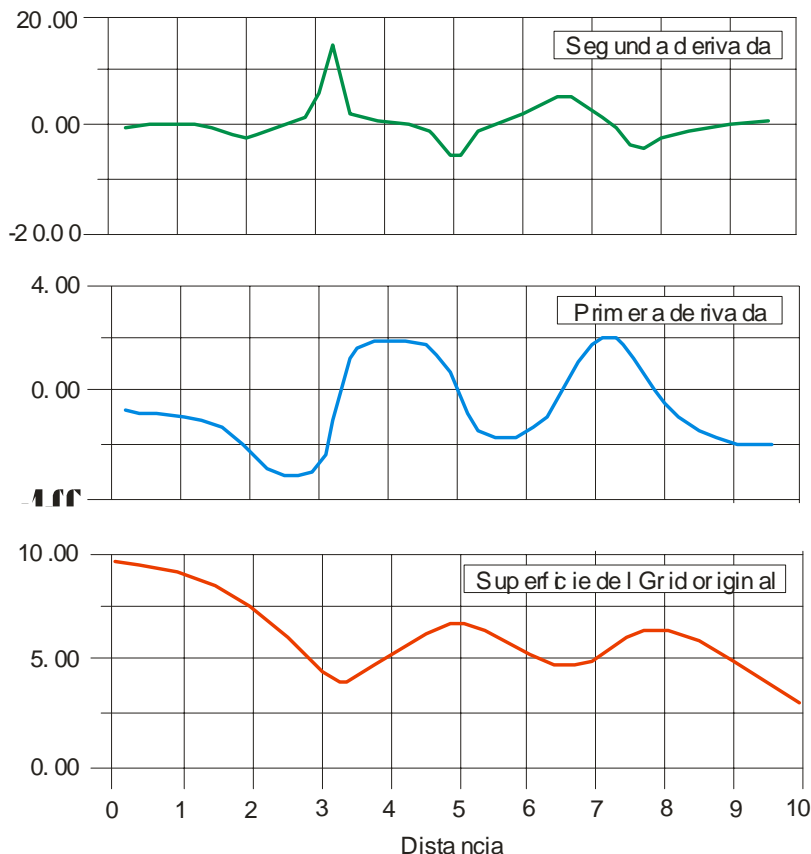
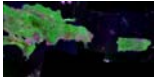


Figura 4.5: Perfil de la Segunda Derivada, Primera Derivada y superficie de grid original

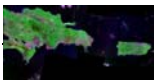
Por este motivo este método es útil para resaltar las anomalías causadas por abruptos cambios laterales de densidad o magnetización en los primeros Km de corteza y por tanto, para correlacionar la información geofísica con la cartografía geológica (Blakely, 1995).



4.3.5. PRÓXIMOS TRABAJOS.

Con el objetivo final de hacer modelizaciones gravimétricas de corteza y llegar a interpretaciones conjuntas con otras técnicas, fundamentalmente sísmicas, se debe seguir con el procesando de los datos:

- Corrección de Fondo mediante el *software* LANZADA-F (Carbó *et al.*, 2001). Dicho programa realiza la corrección de fondo para todas las medidas por medio de una descomposición del modelo digital del fondo marino en prismas regulares de 2 Km de lado, empleando para el cálculo un radio de búsqueda de 22 Km (*Figura: 4.4*).
- Análisis espectral en el dominio de las frecuencias para analizar las diferentes longitudes de onda en función de la profundidad de la fuente. Este tipo de análisis incluye filtros de paso bajo (trabajar solo con las grandes longitudes de onda), de paso alto (se trabaja con las bajas longitudes de onda) y paso de banda (se trabaja con rangos concretos de longitudes de onda).
- Deconvolución de *Euler* con el fin de determinar la profundidad de la fuente de la anomalía.
- Modelizaciones gravimétricas 2D+1/2 e interpretaciones conjuntas con otras técnicas, especialmente con sísmica y magnetismo.



4.4. GEOMAGNETISMO.

4.4.1. FUNDAMENTOS

El campo magnético que se mide en la superficie de la Tierra es el vector suma de diferentes campos constituyentes, cada uno de los cuales se origina en un lugar distinto y varía de forma diferente en el espacio y el tiempo.

$$F = F_{\text{nucleo}} + \Delta F(t) + \Delta + \varepsilon \quad \text{nanoTeslas (nT)} \quad [1]$$

Donde; F , campo medido,

F_{nucleo} , campo interno,

$\Delta F(t)$, campo externo en función del tiempo,

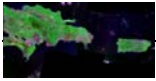
Δ , anomalías geomagnéticas,

ε , errores.

Como primera clasificación, las fuentes de campo geomagnético se pueden dividir en internas y externas:

- Al campo externo tiene su origen en la actividad solar y se localiza en la ionosfera y en la magnetosfera.

- El campo interno se origina mayoritariamente en el núcleo externo terrestre, donde tienen lugar complejos procesos magnetohidrodinámicos, y constituye más del 90% del campo total (campo principal) (*Figura 4.5a*). Este campo interno se puede considerar como un dipolo inclinado localizado en el interior de la Tierra (*Figura: 4.5b*). La segunda fuente de campo interno se localiza en la corteza (campo cortical), y está asociada con la presencia de minerales ferromagnéticos en las rocas que se encuentran en la zona por debajo de la temperatura de *Curie* (580° C para la magnetita). Cuando se supera esa temperatura desaparece el campo magnético remanente. La profundidad hasta la que estos materiales están presentes es objeto de controversia. En general, se considera que el manto es amagnético, con lo cual la profundidad hasta donde los materiales magnéticos conservan sus propiedades (Isoterma de *Curie*) coincide con la discontinuidad Corteza-Manto. Sin embargo, algunos estudios han demostrado que las rocas del manto superior pueden presentar magnetizaciones significativas, especialmente en regiones oceánicas (*Harrison & Carle, 1981* y *Arkani-Hamed, 1989*).



4.4.1.1. ANOMALÍAS MAGNÉTICAS CORTICALES.

La existencia de anomalías magnéticas corticales es un reflejo de los contrastes de magnetización entre unas rocas y otras, cuyo origen puede estar relacionado con la distinta edad de las estructuras, diferente historia geológica, diferente litología, contrastes de temperatura, etc. Por ese motivo, el estudio de las anomalías magnéticas proporciona información acerca de todos estos factores de la zona de estudio:

$$\Delta = F - F_{IGRF} + F(t) - \varepsilon \quad \text{nT} \quad [2]$$

Donde; F , campo medido,

F_{nucleo} , campo interno,

$\Delta F(t)$, campo externo en función del tiempo,

Δ , anomalías geomagnéticas,

ε , errores.

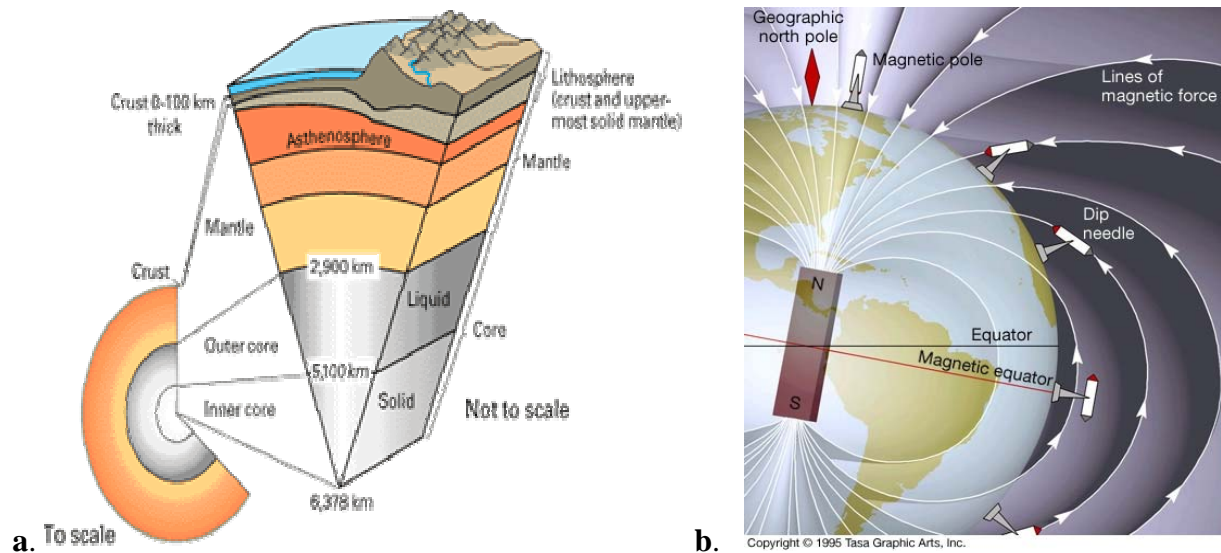
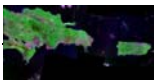


Figura 4.5: a) Sección de La Tierra y localización de sus diferentes capas. B) Campo magnético terrestre. Campo de carácter dipolar. Distinta posición de los polos geográfico y geomagnético. Líneas de fuerza.



4.4.2. ADQUISICIÓN Y REDUCCIÓN DE LOS DATOS.

La adquisición de los datos magnéticos se realiza de la misma forma que los datos gravimétricos, excepto porque el sensor debe estar separado para evitar interferencias con el casco del barco (cuatro veces la eslora del barco, en el BIO Hespérides unos 300 m).

Para obtener las anomalías magnéticas que proporcionan información sobre la corteza es necesario eliminar el campo externo y el campo interno debido al núcleo, para ello se requieren aplicar las siguientes correcciones:

- Traslado de la posición del buque al sensor; consiste en referenciar el sensor en su posición más aproximada con respecto al barco, para lo cual hay que quitar el efecto del cable y el rumbo del barco.

- Extracción de valores anómalos; consiste en revisar los datos obtenidos a lo largo de las líneas y se eliminan los datos puntuales erróneos (*spikes*) debidos a fallos en la instrumentación, transmisión y almacenamiento.

- Sustracción del campo regular calculado para una posición y fecha determinada; El modelo teórico de campo más habitual es el *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) (Figura 4.5). Este modelo consta de una composición de varios modelos (datos locales y de satélite) y representa una descripción del campo geomagnético interno y su variación secular en términos de modelos armónicos esféricos. Se habla de un campo interno pero matizando que con el IGRF se representa únicamente aquella parte del campo originada en el interior de la Tierra, excluyendo el campo debido al material magnético de la corteza, y también el campo causado por corrientes internas inducidas por campos magnéticos externos; por tanto, modelizamos el campo cuyas fuentes residen en el núcleo fundido de la Tierra (Barracough, 1987).

$$\boxed{F = F_{IGRF} + [F(t) + F_{REF}] + \Delta + \varepsilon} \quad \text{nT} \quad [3]$$

Donde; F , campo medido,

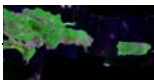
F_{IGRF} , campo teórico (núcleo),

$F(t)$, campo externo en función del tiempo (variación diurna),

F_{REF} , campo de referencia (estación fija)

Δ , anomalías geomagnéticas,

ε , errores.



• Corrección de la variación diurna; consiste en eliminar las variaciones de intensidad de Campo Magnético a lo largo del día, y principalmente debidas a la actividad solar (posición del Sol respecto a la medida). Se parte de la obtención de un registro continuo o semicontinuo en una base magnética fija o portátil, Observatorio Geomagnético de San Juan de Puerto Rico. La corrección consiste en eliminar la curva de variación del campo magnético respecto al tiempo de la medida. Otra aplicación de la corrección es detectar la actividad de tormentas solares que hacen imposible la prospección magnética, pues el nivel de ruido en estos casos es muy superior a la señal.

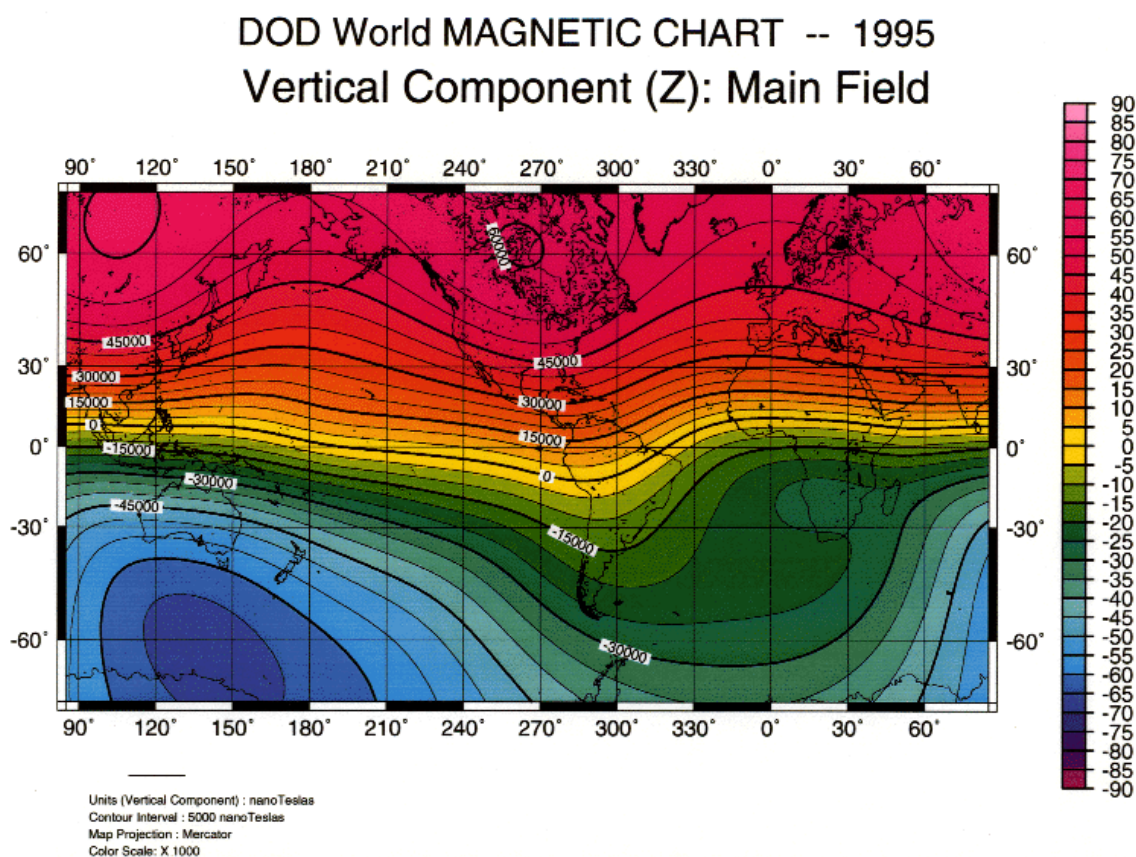
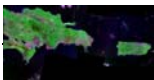


Figura 4.6: *International Geomagnetic Reference Field 1995.*

4.4.3. INSTRUMENTACIÓN.

El magnetómetro *SeaSPY* es un sistema de adquisición de datos magnéticos de la casa *Marine Magnetics* que dispone de un sensor *Overhauser* de gran precisión (*Foto 4.5*). El sensor *Overhauser* es completamente omnidireccional, con lo que la cantidad de señal producida es independiente de la dirección del campo y muy estable en el tiempo, el reloj utilizado tiene una precisión de 1 ppm, además se puede sincronizar con el tiempo GPS que le llega por el puerto de



navegación. El equipo está estabilizado en temperatura, de forma que la precisión sea la misma tanto en aguas frías como cálidas y debido a sus características de construcción, no presenta errores de “heading”. Presenta un rango de medidas de 18000 nT a 120000 nT, una precisión de 0.2 nT y una frecuencia de muestreo entre 4 Hz y 0.1 Hz.

El magnetómetro se ha utilizado durante toda la campaña GEOPRICO-DO. La longitud de cable largada ha sido de 300 metros, menos cuando se ha utilizado el *streamer* que se ha reducido a 200 metros ya que se generaban interferencias mutuamente. La profundidad con respecto a la superficie está entre 8 y 10 m (*Figura 4.7*).

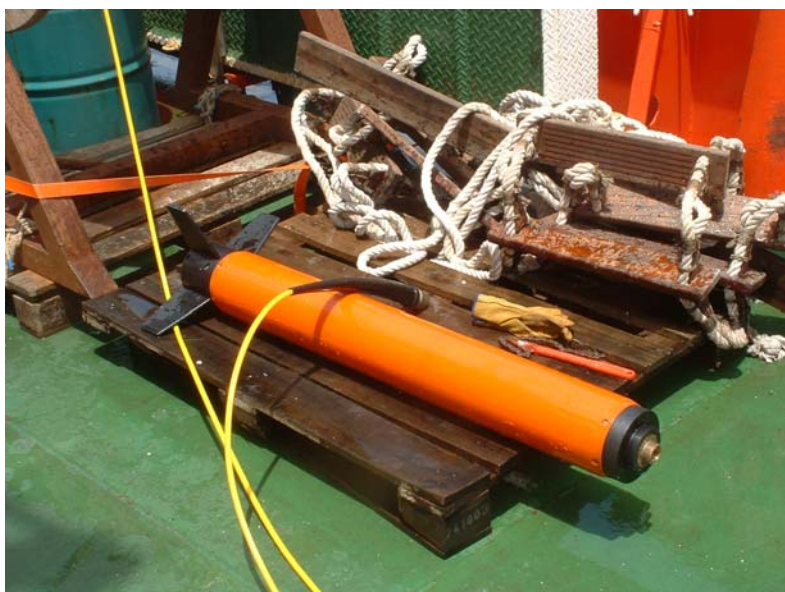


Foto 4.5: Magnetómetro marino SeaSpy. Cuerpo principal y cable de unión al barco.

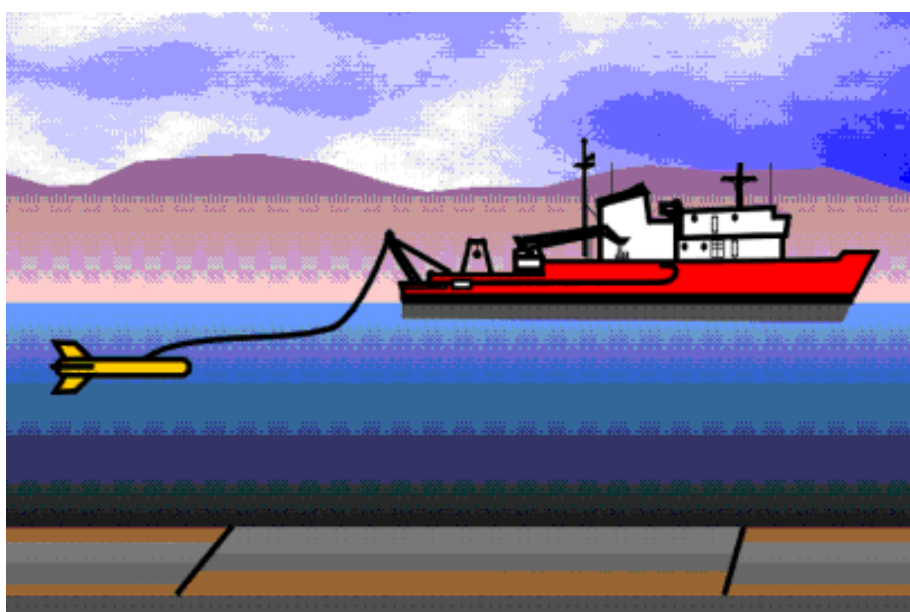
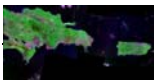


Figura 4.7: Dispositivo de adquisición de datos geomagnéticos marinos. Magnetómetro (amarillo) arrastrado por el barco.



4.4.4. REALIZACIÓN DE MAPAS DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS

Posteriormente las líneas de navegación así procesadas, se incluyen en una base de datos georeferenciada mediante el sistema *OASISMontaj*, donde se corrigen las lecturas anómalas (“*spikes*”) directamente uno por uno o mediante filtros de paso bajo que eliminan las señales con longitud de onda inferior a 1000 m. Después se interpola mediante el método *Kriging*, tomando un tamaño de malla y espaciado interpolación adecuado en función de la distancia entre las líneas de navegación seguidas durante la adquisición (*Figura: 4.3*) de los datos y a las características del área de estudio (nuestro caso 1 minuto de paso de malla). Así, se obtuvieron finalmente mallas regulares para los valores de anomalías magnéticas en el área de estudio.

Los mapas geomagnéticos al igual que los gravimétricos se pueden someter a muchos tipos de transformaciones como Reducción al polo, Prolongación Ascendente, Pseudogravedad, Deconvolución de *Euler*, Señal Analítica y Derivada Vertical (*Blakely, 1995*).

4.4.5. PRÓXIMOS TRABAJOS.

Con el objetivo final de hacer modelizaciones geomagnéticas de corteza y llegar a interpretaciones conjuntas con otras técnicas, fundamentalmente gravimétricas y sísmicas, se debe seguir con el procesando de los datos (*Blakely, 1995*):

- Reducciones al polo.
- Prolongaciones ascendentes.
- Pseudogravedad.
- Deconvolución de *Euler*.
- Señal analítica.
- Derivadas verticales: Primera derivada vertical y Segunda derivada vertical.



4.5 MÉTODO SÍSMICO.

4.5.1. GENERALIDADES

El método sísmico se utiliza principalmente para la investigación de la estructura del interior de la Tierra y se basa en el estudio de los tiempos de propagación y de las amplitudes de las ondas sísmicas, producidas por fuentes artificiales, en función de la distancia a la fuente.

Las mediciones que se realizan en los métodos sísmicos son básicamente las mismas que las utilizadas en sismología de terremotos, sin embargo, las fuentes de energía del método sísmico están controladas y son móviles, es decir, existe un factor antrópico. Los explosivos, los cañones de aire son entre otras las fuentes de energía que se utilizan para generar ondas sísmicas y los tendidos de los sismómetros (geófonos o hidrófonos) se usan para detectar el movimiento resultante del terreno. Los datos se registran en forma digital, de modo que se puedan procesar por computadora para resaltar la señal con respecto al ruido, extraer la información significativa y representar visualmente los datos para efectuar una interpretación geológica.

La técnica básica en la exploración sísmica en 2D consiste en generar ondas sísmicas y medir el tiempo de viaje requerido desde la fuente hasta una serie de receptores, distribuidos generalmente a lo largo de una línea recta alineada con la fuente. Si se conocen los tiempos de viaje hasta los distintos receptores y la posición de las fuentes y registradores, entonces se pueden reconstruir las trayectorias de las ondas sísmicas y el cálculo de velocidades.

Las ondas sísmicas generadas por la fuente de energía y propagadas por el interior de la Tierra, se pueden registrar en una línea de sensores (*streamer*) situados próximos a la fuente (sísmica de reflexión vertical o sísmica de reflexión multicanal) o en estaciones situadas lejos de la fuente (sísmica de refracción profunda o sísmica de gran ángulo). Los equipos de recepción de señal lejana están convenientemente diseñados para ser instalados en tierra (estaciones sísmicas terrestres) o en el fondo del mar (sismómetros de fondo marino, *Ocean Bottom Seismometer*; OBS) (*Figura: 4.8*). De este modo, las ondas generadas por la fuente de energía se propagan por las capas del interior de la corteza y manto superior y se registran en los sismómetros de fondo oceánico y en las estaciones terrestres situadas en las zonas emergidas (sísmica de gran ángulo), y en los sensores situados en el *streamer* (sísmica de reflexión multicanal), o en ambos a la vez.

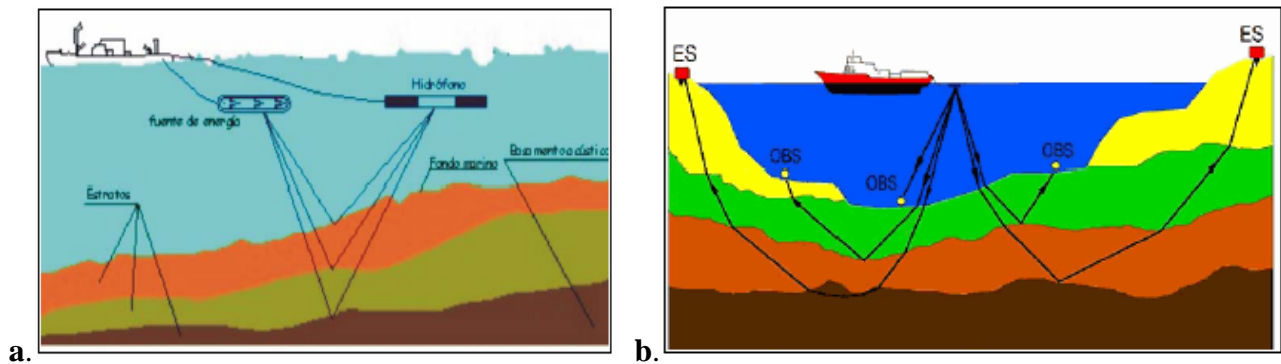
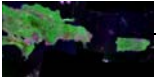


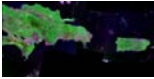
Figura 4.8: Dispositivo de generación, propagación y registro de señales sísmicas. ES, estaciones de tierra. OBS, sismómetro de fondo marino. a) Sísmica de reflexión multicanal. b) Sísmica de refracción profunda.

La información que se obtiene de la estructura interna de La Tierra se deriva principalmente de las trayectorias seguidas por las ondas sísmicas y corresponden a tres categorías principales (Figura 4.9):

- Trayectorias de ondas refractadas (*diving waves*), en las cuales las ondas sísmicas viajan a lo largo de la interfase entre dos capas de roca debido a gradientes verticales de velocidad, donde las trayectorias se curvan y las ondas regresan a la superficie.
- Trayectorias refractadas críticas (*head waves*), en las cuales las ondas se desplazan críticamente entre la interfase de dos capas y regresan a la superficie.
- Trayectorias reflejadas en las que las ondas se desplazan inicialmente hacia abajo y en algún punto se reflejan regresando a la superficie.

Los tiempos de viaje de los distintos tipos de trayectorias dependen de las propiedades de las rocas y la geometría de las capas. Los registros de esas ondas que se reflejan y se refractan en las discontinuidades con contraste de impedancia acústica nos proporcionan información de la distribución de velocidades y por consiguiente de las estructuras por las que se propagaron. El objetivo de la exploración sísmica consiste en deducir la información acerca de la geometría de las capas a partir de los tiempos de llegada y las variaciones en la amplitud, frecuencia y forma de onda.

La sísmica de reflexión multicanal proporciona imágenes de gran resolución estructural en la parte superior de la corteza, sin embargo, a medida que el frente de ondas profundiza la energía se atenúa y las ondas reflejadas regresan a la superficie con muy poca energía, confundiéndose con el ruido lo que dificulta su interpretación de las estructuras en profundidad. Luego para resolver la estructura de la corteza inferior y el manto superior se utiliza la sísmica de gran ángulo, donde los



frentes de onda inciden en un amplio rango de ángulos en las discontinuidades y permiten realizar un análisis de la distribución de velocidades en profundidad.

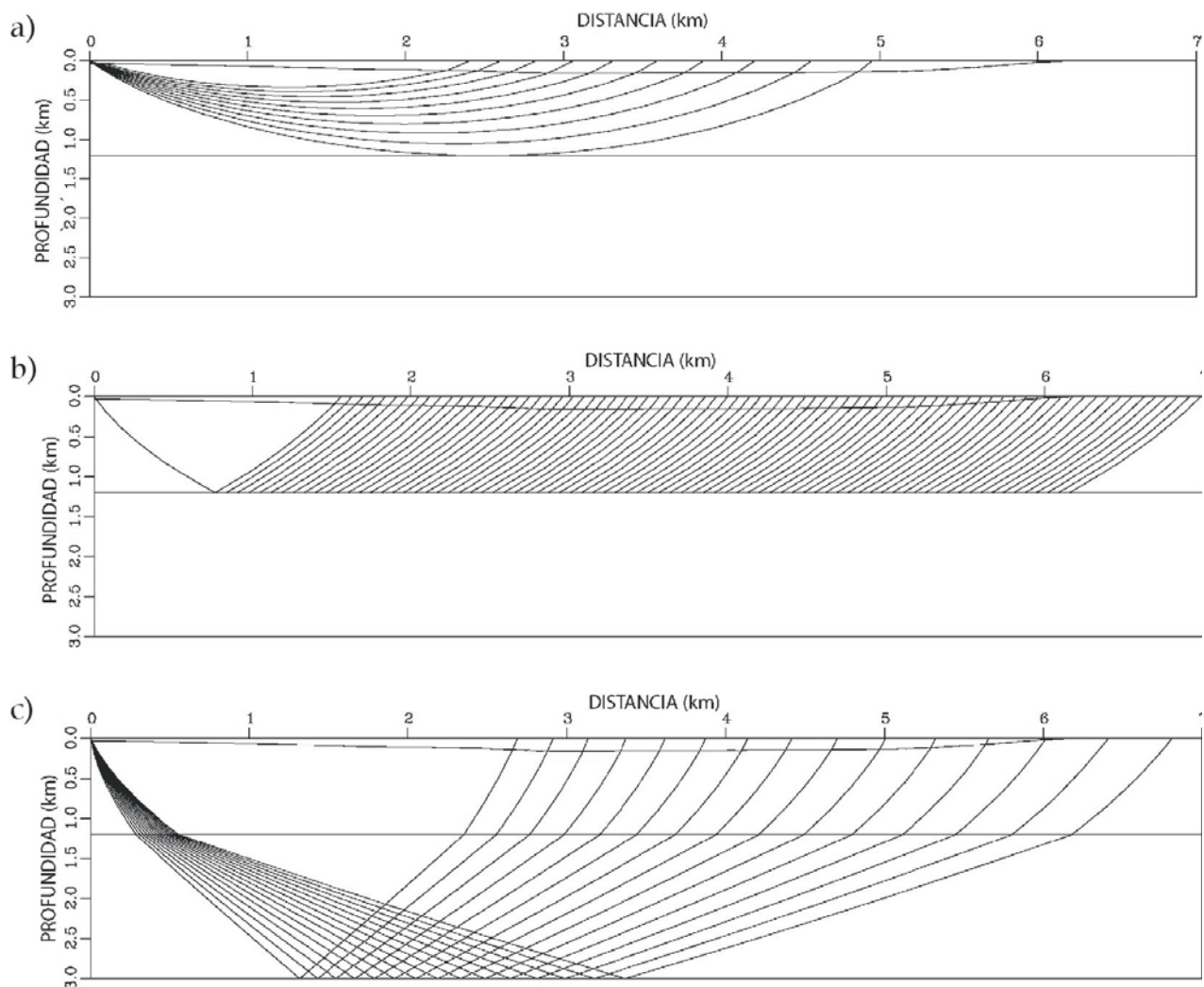


Figura 4.9: Esquema de los diferentes tipos de trayectorias de ondas sísmicas la propagarse e interaccionar con las discontinuidades por el interior de La Tierra. a) Trayectorias de ondas refractadas o diving waves. b) Trayectorias de ondas refractadas con un ángulo crítico o head waves. c) Trayectorias de ondas reflejadas.

Los equipos de registro móviles (estaciones en foto: 4.6c y OBS, en foto: 4.6b) se distribuyen en intervalos regulares georeferenciados a lo largo de la línea recta y el streamer está configurado con los receptores a un determinado espaciado (Foto: 4.6a y Figura: 4.10). La interpretación se hace con el conjunto de sismogramas (un sismograma por receptor) identificando los trenes de ondas provenientes de las respectivas discontinuidades.

La longitud de las líneas depende de la profundidad que se quiera alcanzar. Para corteza continental un perfil de 100-200 Km de largo permite obtener información de la corteza y del manto superior, es decir, se alcanzan profundidades de 40 Km. En el caso de corteza oceánica, debido a su menor espesor las distancias requeridas son menores.

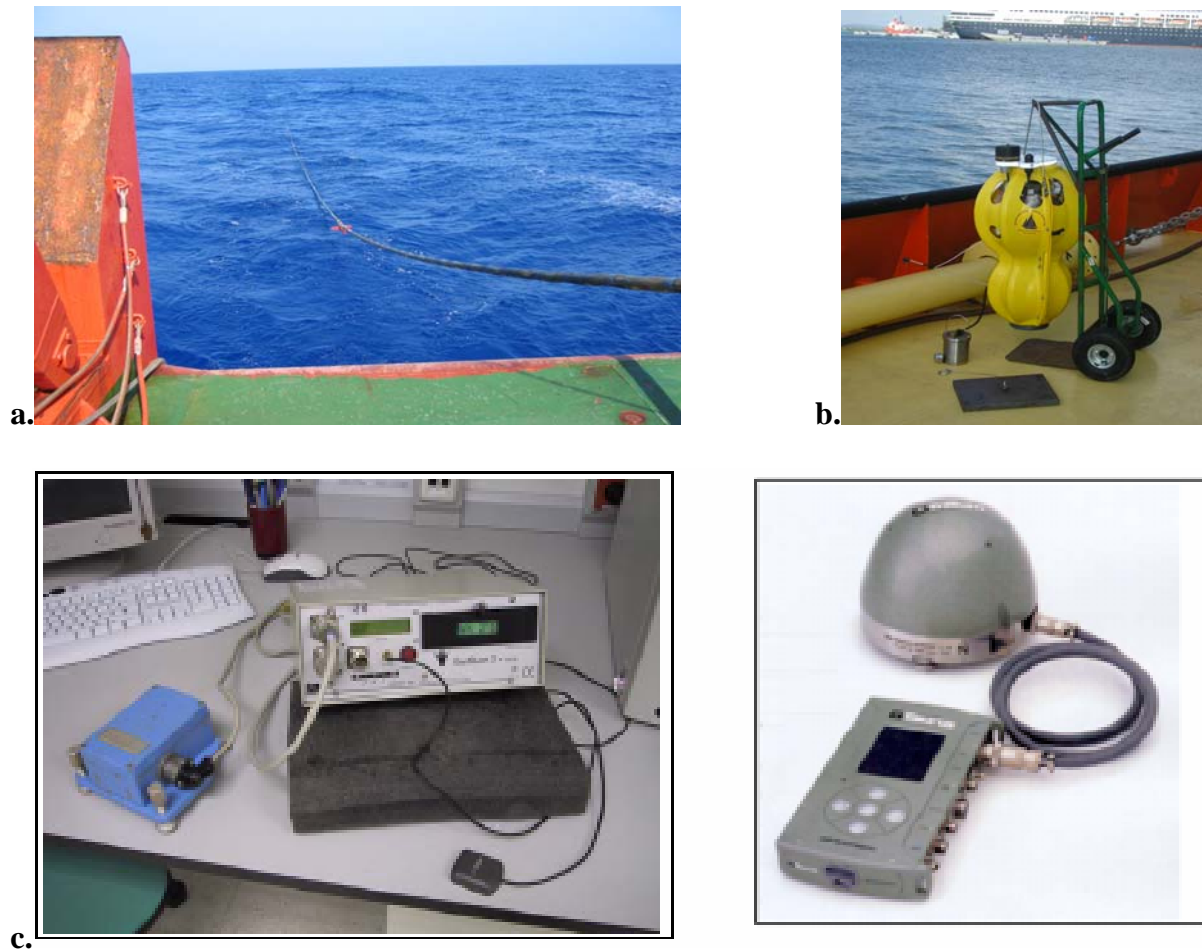
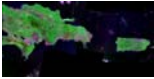


Foto 4.6: a) Largado del streamer por la popa del barco. b) OBS en la cubierta. Cuerpo principal (amarillo), batería y anclaje. c) Estaciones de tierra, derecha modelo Harthor-3 e izquierda modelo Taurus.

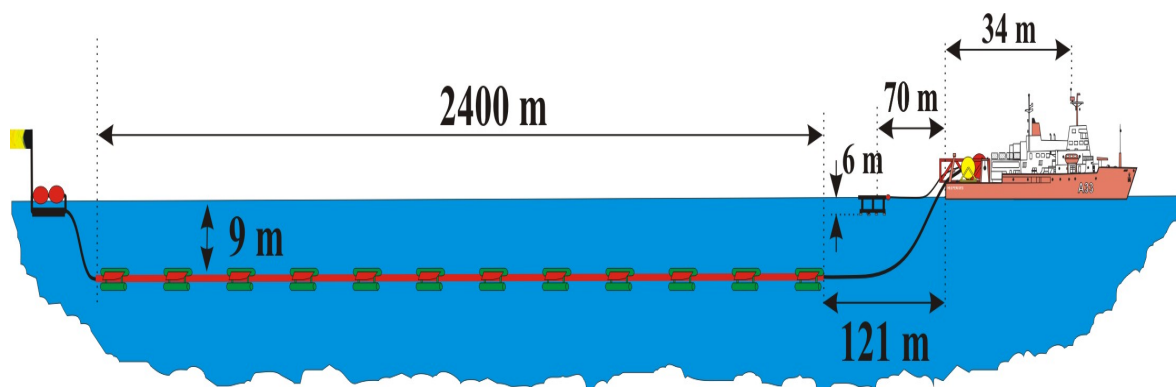
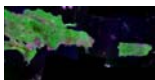


Figura 4.10: Esquema de largado del streamer con los birds para mantener la profundidad y la disposición.



4.5.2. FUENTES DE ENERGÍA.

La fuente de energía utilizada en el proyecto GEOPRICO-DO fueron cañones de aire comprimido. Mientras las estaciones de tierra y los OBS permanecen fijos, en la superficie del mar el barco va navegando y arrastrando el *streamer* a la vez que dispara a lo largo de la línea (*Foto: 4.7b*). Los cañones de aire utilizan la energía producida por el aire comprimido de una cámara, el cual se libera cuando se acciona un pistón (*Foto: 4.7a*). Los cañones pueden utilizarse individualmente o en grupo (*array*) que actúan de forma simultánea y así conseguir una mayor penetración (*Figura 4.11*). Es necesario conocer el tiempo origen de la generación de la onda, su situación y la energía liberada.

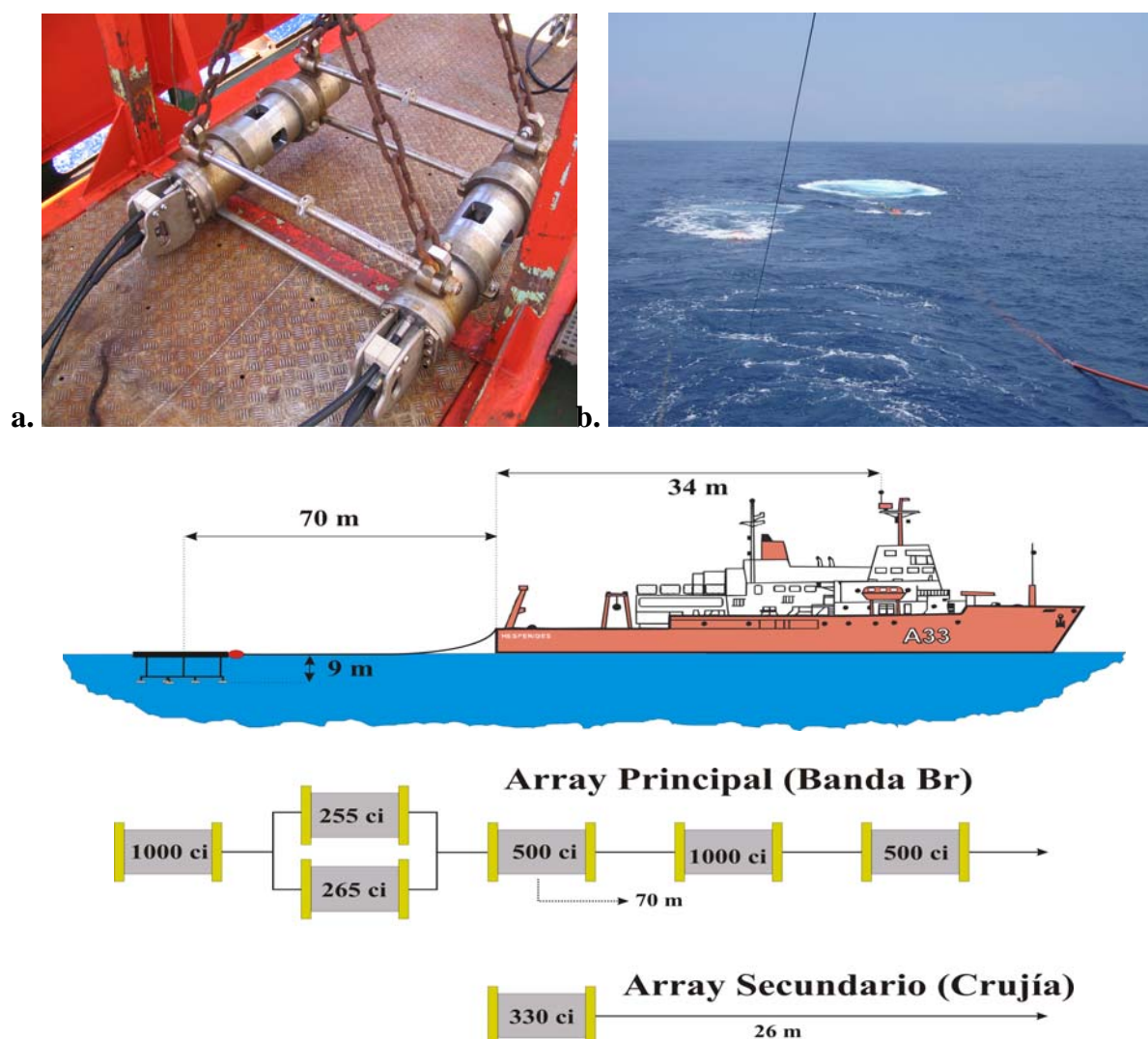


Foto 4.7: En la campaña Geoprico-do. a) Grupo de cañones de aire comprimido arriados. b) Efecto del disparo de un grupo de cañones (array) sobre la superficie del mar

Figura 4.11: Esquema de la disposición de los cañones con respecto al barco a la hora del disparo, configuración de los cañones y sus respectivas capacidades (cubic inches), en total en la campaña Geoprico-Do se disparó con 3850ci).



4.5.3. CONTROL DE TIEMPO Y POSICIÓN DE DISPARO.

El control del tiempo y de la posición de disparo utilizado para la campaña se detalla en la figura 4.12.



Figura 4.12: Esquema de los sistemas empleados durante la campaña Geoprico-Do para el control y posición de disparo

4.5.4. ADQUISICIÓN DE DATOS SÍSMICOS.

Los sismómetros registran las ondas sísmicas y sus características técnicas varían dependiendo si el estudio tiene lugar en tierra o en mar. En tierra se utilizan los geófonos (sismodetectores electromagnéticos) y en mar los hidrófonos (sismodetectores piezoeléctricos). Los sismógrafos registran las señales enviadas por los sismómetros quedando almacenadas en un soporte digital para su posterior integración con datos de posicionamiento de fuente y receptor (Figura 4.13).

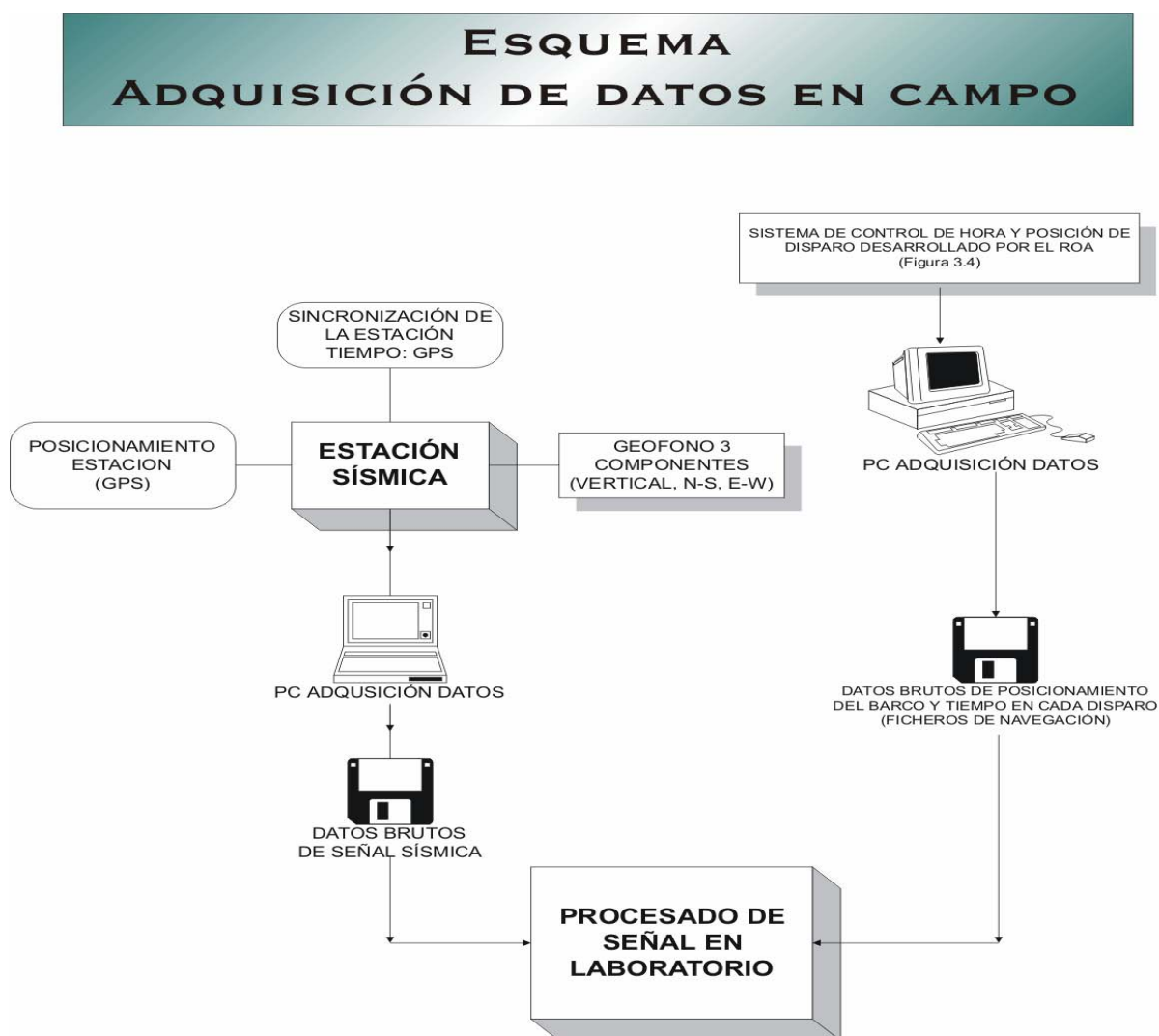
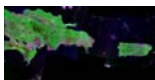
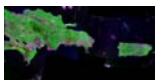


Figura 4.13: Dispositivo de adquisición y posicionamiento de datos en campo.

4.5.5. PROCESADO REALIZADO.

En este trabajo sólo se presentan resultados de sísmica multicanal, debido al poco tiempo entre la adquisición de los datos y la entrega del trabajo, como se ha explicado en la introducción de este capítulo. Los datos de sísmica multicanal que se han preprocesado a bordo del BIO Hespérides mediante una estación de trabajo *Sun* modelo *Sunblade2000* con el software de procesamiento *Promax* 6.1. El flujo de trabajo seguido consta principalmente de las siguientes operaciones:

1. Input del archivo SEG-Y.
2. Ensamblaje de la traza sísmica.
3. Filtrado automático de trazas defectuosas.



4. Realización de un *stack brut* (apilado de trazas) mediante el picado de las velocidades en los CDP (*Common Depth Points*) más representativos.
5. Migración preliminar.
6. Impresión y edición digital de imagen.

4.5.6. PRÓXIMOS TRABAJOS.

Los siguientes pasos en el método sísmico se desarrollan en el laboratorio y se podrían resumir en:

1. Procesado, filtrado y representación de datos sísmicos mediante el software *Promax*, para lo que está previsto contactar con el Servicio Geológico de los E.E.U.U. en *Woodshole Oceanographic Institute*, entidad que colabora en el proyecto GEOPRICO-DO.
2. Identificación y correlación de las diferentes fases sísmicas.
3. Modelización (*Zelt & Smith*, 1992) e interpretación conjunta de los resultados con otras técnicas geofísicas como gravimetría y magnetismo.

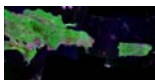
4.5.7. SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE ALTA RESOLUCIÓN.

Dentro de los métodos sísmicos requieren un apartado especial los métodos de alta resolución y ultra-alta resolución que presentan diferentes especificaciones técnicas y método de trabajo.

En el proyecto GEOPRICO-DO se ha utilizado la sísmica de alta resolución. Este método permite obtener registros del subsuelo marino de forma continua y con una alta resolución. Se utiliza la sonda paramétrica *TOPAS PS18*, se trata de un perfilador sísmico de alta resolución y haz estrecho con capacidad para trabajar en cualquier océano del globo. La aplicación principal de este perfilador es la realización de perfiles sísmicos de alta resolución de las capas sedimentarias superficiales, así como la detección de elementos enterrados en el fondo marino.

Utiliza un único transductor de pequeño tamaño para emisión y recepción (*Figura: 4.14*). Se puede operar con distintos tipos de pulsos en función de lo que se quiera obtener: alta resolución o mayor penetración (dentro del rango del sistema considerado como sísmica de alta resolución)

La resolución espacial del sistema es su habilidad para distinguir objetos próximos entre sí, en ángulo y/o espacio. La resolución espacial viene dada por dos parámetros:



- La resolución angular viene dada por la geometría del *array* de transductores.
- La resolución de alcance viene dada por el ancho de banda de la señal.

La tasa de emisión está relacionada con la velocidad del buque, cuanto mayor sea la tasa (o menor la velocidad del buque) mayor será la definición horizontal del perfil.

La sonda trabaja a una frecuencia primaria de 18 KHz, con una resolución vertical de 0.2 milisegundos y una cadencia de disparo de 5 segundos. Además tiene una frecuencia secundaria entre 1 y 6 KHz que es la más interesante para su aplicación.

Para esta frecuencia secundaria el ancho de haz está entre 4° y 6°, teniendo una resolución sobre 0.3 m y una capacidad de penetración según las propiedades acústicas del sedimento de 150 m.

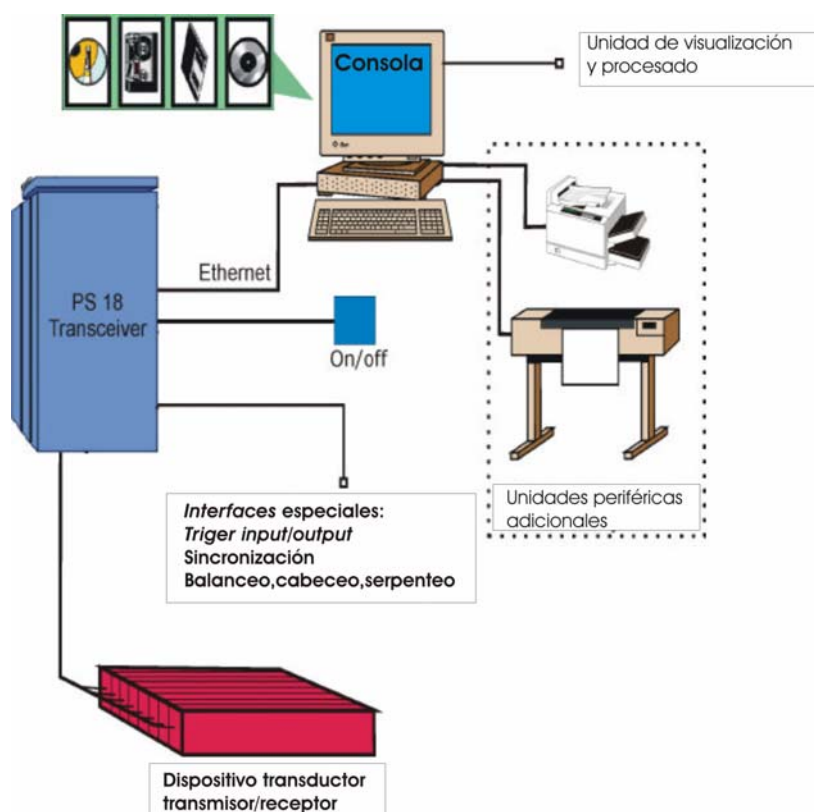
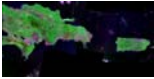


Figura 4.14: Esquema de la disposición del Topas PS18 (Modificado del Konssberg Simrad TOPAS PS 018 sub-bottom Profiler Manual 2004).

El modo de emisión y propagación de trenes ondas se puede variar en modo *Burst*, *ricker* o *chirp*, según el objetivo a conseguir, en la campaña Geoprico-do se ha utilizado el modo *chirp* con unas frecuencias entre 1.5 y 5 KHz.

Se inició la campaña con una frecuencia de muestreo de 36 KHz, pero los ficheros eran muy grandes y una frecuencia tan alta aportaba mucho ruido, así que finalmente se bajo a 16 KHz.



El sistema aplica un filtro de paso alto de 1 KHz y los datos se graban en dos formatos, por una parte los datos brutos en formato RAW propio de Topas, mientras que la señal procesada se graba en formato SEG-Y (preprocesado). La señal procesada se imprime en papel térmico con una anchura de traza de 400 milisegundos en una impresora Dowty 120 (Foto: 4.8).

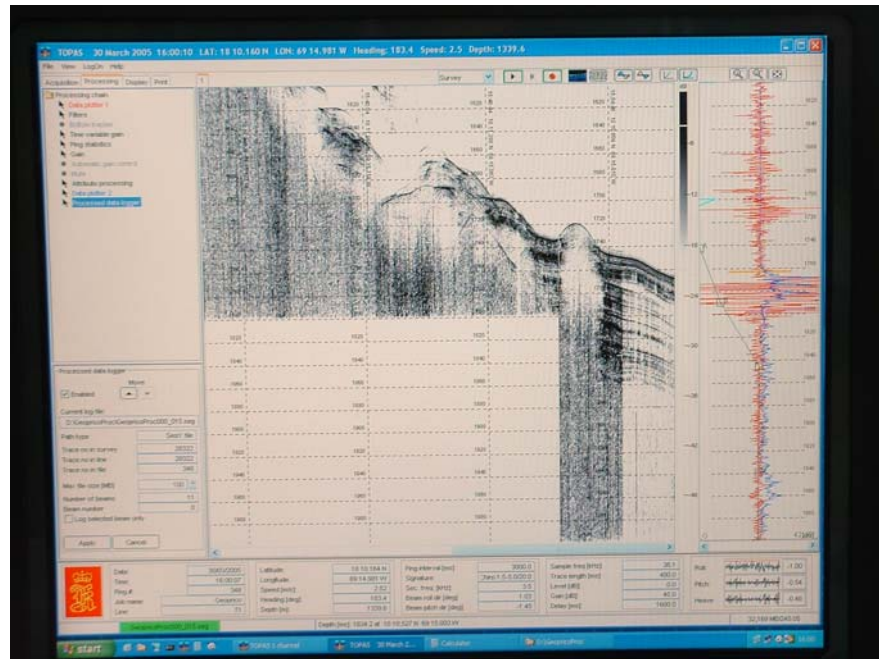
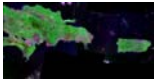
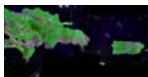


Foto 4.8: Monitor de control del TOPAS PS 18. La parte que se imprime aparece en escala de blanco- negro en el centro del monitor.





V. TRABAJOS REALIZADOS.

Durante el periodo de investigación he colaborado en la planificación y desarrollo de la campaña GEOPRICO-DO, pero la mayor parte de mi trabajo ha consistido en la recopilación bibliográfica y de antecedentes, el procesado, elaboración, e interpretación de los datos hasta la presentación de los resultados de este trabajo.

5.1. PLANIFICACIÓN Y DESARROLLO DE UNA CAMPAÑA DE GEOLOGÍA Y GEOFÍSICA MARINA: PROYECTO GEOPRICO-DO.

5.1.1. EL PROYECTO

En el año 2002 en el concurso público convocado por La Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (CICYT) se solicitó el proyecto “*Estructura y geodinámica del borde noreste de la Placa Caribe: Microplacas de Puerto Rico-Islas Vírgenes y La Española*”. Una vez aprobado el proyecto con la referencia REN2003-05-8520-C02, se asignan los medios y fondos necesarios para su desarrollo en el periodo 2004-2006.

El proyecto consta de dos sub-proyectos: uno a realizar en mar a bordo del BIO “Hespérides” entre el 29 de marzo al 17 de abril del 2005 (I.P. Dr. Andrés Carbó) y otro en tierra a realizar simultáneamente (I. P. Dr. Diego Córdoba). El proyecto está coordinado por la Universidad Complutense (Departamento de Geodinámica y Departamento de Geofísica) y por el Real Observatorio de la Armada de San Fernando dentro de una acción complementaria REN2002-12855-E/MAR (I.P. Dr. José Martín Dávila).

Además de las anteriores instituciones también colaboran el Instituto Español de Oceanografía y la Universidad de Barcelona, y se establecen acuerdos de participación con distintas instituciones extranjeras: U. S. *Geological Service- Woods Hole*, Red Sísmica de Puerto Rico (Universidad de Puerto Rico, Campus de Mayaguez), *Department of Disaster Management* de las Islas Vírgenes Británicas, Universidad Autónoma de Santo Domingo- Instituto Sismológico Universitario y Red Sísmica del Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos de la República Dominicana. Las distintas instituciones colaboran con infraestructuras y medios económicos y personales, entre otras cosas proporcionaron un barco alternativo para el fondeo y posterior recobro



de los OBS's después de 6 o 7 meses, evitando que el "Hespérides" realizara misiones de simple transporte, y así optimizar su tiempo de trabajo, debido a su gran potencial instrumental.

5.1.2. PLANIFICACIÓN Y DESARROLLO DE LA CAMPAÑA.

La planificación de esta campaña se ha realizado en base a una amplia recopilación de antecedentes y a los objetivos del proyecto. La campaña de mar es compleja y ha necesitado una muy precisa planificación, para coordinar distintas técnicas, escenarios lejanos entre sí, trabajos simultáneos con equipos de tierra y operaciones en mar realizadas por otras instituciones.

Se ha planificado que los OBS permanezcan fondeados 6 o 7 meses gracias a unas baterías de litio especiales, y puedan registrar además de los datos sísmicos de la campaña todos los terremotos durante ese tiempo. El inconveniente que hasta la recogida de los OBS's no se podrá disponer de los datos de sísmica que se han almacenado en ellos.

En un principio se elaboraron dos planes alternativos A 1 y B 1 en función de la posibilidad de utilizar, o no, cañones de aire en aguas norteamericanas (USA). En el ANEXO se muestran las *figuras 5.4 y 5.1* y las *TABLAS 5.1 Y 5.2* de distribución de trabajos de los planes alternativos.

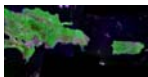
Finalmente, la confirmación de la prohibición para el uso de cañones de aire en aguas USA, unida al retraso en el fondeo de los OBS's, obligó a comenzar la campaña por la zona sur de la República Dominicana y reconsiderar, ya en febrero de 2005, toda la planificación.

El Plan de Campaña, finalmente, se ha dividido en tres fases, respondiendo cada una de ellas a un conjunto de factores que las individualizan: zona geográfica; técnicas aplicadas; y objetivos diferenciados. En la *figura 5.4*, se expone el plano de conjunto, en las *figuras 5.1, 5.2 y 5.3* por fases y en el ANEXO las *TABLAS 5.3, 5.4 y 5.5* la distribución de tareas y tiempos.

• FASE I.

Los trabajos se localizan al sureste de La Española, sur del Paso de Mona y en el sur de Puerto Rico (*Figura: 5.1*).

El principal objetivo científico es profundizar en el conocimiento de la estructura y la dinámica de esta zona de la cual existen pocos datos y antecedentes. En el sureste de La Española se produce la intersección de la Fosa de los Muertos con la Cresta de Beata y su vez la conexión con el Sistema de Fallas de Enriquillo-Plantain Garden. En el sur del Paso de Mona y Puerto Rico tenemos un cinturón deformando este-oeste con dos sistemas de *rifts* norte-sur de donde apenas hay datos.



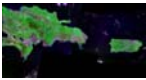
Las técnicas a utilizar en esta primera fase son campos potenciales, multihaz y Topas en todas las líneas programadas, y además en las líneas L8, L7 y L6 se realiza sísmica de refracción de gran ángulo disparando cada 90 segundos con estaciones de registro alineadas en tierra (La Española, ver coordenadas de localización en *ANEXO, TABLA 5.6*). Con la planificación de las líneas de sísmica se busca cortar transversalmente las principales estructuras y estudiar la estructura profunda, mientras que en la zona del Sur del Paso de Mona y Puerto Rico se la principal técnica es un levantamiento sistemático de batimetría y de campos potenciales.

La salida es de San Juan de Puerto Rico, se realiza la calibración de la multihaz en la zona del Cañón de Mona y pone rumbo hacia la zona de estudio. Se comienza por la realización de las líneas de sísmica de refracción al sureste de La Española y se pasa a la zona del cuadro para hacer el levantamiento batimétrico donde el espaciado entre líneas va en función del solape de la multihaz. En la zona del levantamiento sistemático no se ha utilizado sísmica convencional por las prohibiciones en aguas de *USA*. Esta fase termina con la parada en Ponce. Simultáneamente otro barco estará fondeando los OBS's en la zona noreste de Puerto Rico (*Figuras: 5.4 y 5.1*), ver coordenadas de localización en *ANEXO, TABLA 5.7*.

• FASE II.

Los trabajos se localizan en la zona noreste de Puerto Rico y en las Islas Vírgenes (*Figura: 5.2, ANEXO, TABLA 5.3*). Esta zona presenta gran cantidad de estudios y antecedentes, pero no tiene datos de geología profunda. El principal objetivo es estudiar la estructura profunda de esta zona en la cual se ha propuesto un modelo de *tear fault* (*Ten Brink et al*, en prensa). Esta profunda falla vertical se ha propuesto con una alineación noreste-suroeste en base a datos de diversa índole, pero principalmente por una alineación de un enjambre o nido de terremotos que tuvo lugar durante una crisis sísmica en el mes de octubre del 2001. Por otro lado interesa conocer la estructura del *Main Ridge* que está catalogado como un monte submarino y su relación con el proceso de subducción. También se tomarán datos el paso de Anegada donde hay pocos datos y está interpretada como una estructura transtensiva.

Las técnicas más importantes a realizar en esta zona son la sísmica de reflexión con *streamer* y la sísmica de refracción profunda disparando cada 90 segundos, con OBS y estaciones en tierra (Tórtola y Anegada), en algunas líneas habrá combinación de ambas técnicas. Además durante todas las líneas se tomarán datos de campos potenciales, multihaz y Topas. Las líneas están planificadas para que queden en línea con las ubicaciones de los OBS y a su vez lo más transversales a las estructuras tectónicas.



La salida es de Ponce, se hace la travesía por el Paso de Anegada y se sube hacia las Islas Vírgenes y noreste de Puerto Rico. El detalle de los trabajos de sismica está en la figura y en la tabla. La segunda fase termina en la isla de Tórtola.

• FASE III.

Se trata básicamente de un tránsito, está localizada en el Paso de Anegada, sur de Puerto Rico y sureste de La Española (ANEXO, TABLA 5.5). El principal objetivo es cubrir la línea 7Q (Figura 5.3) del cuadro del levantamiento batimétrico que quedó sin realizar en la primera fase por motivos de tiempo. En este tránsito se adquieren datos de campos potenciales, multihaz y Topas.

A bordo, se trataron los datos de Multihaz, Gravimetría y Geomagnetismo, produciéndose mapas preliminares. La sismica de reflexión y los datos TOPAS sufrieron a bordo un pretratamiento.

En tierra, se realizaron enlaces con las Bases gravimétricas de San Juan y Ponce (Puerto Rico). Se instalaron, mantuvieron, volcaron los datos y retiraron, las 30 estaciones sísmicas portátiles instaladas a lo largo de la campaña.

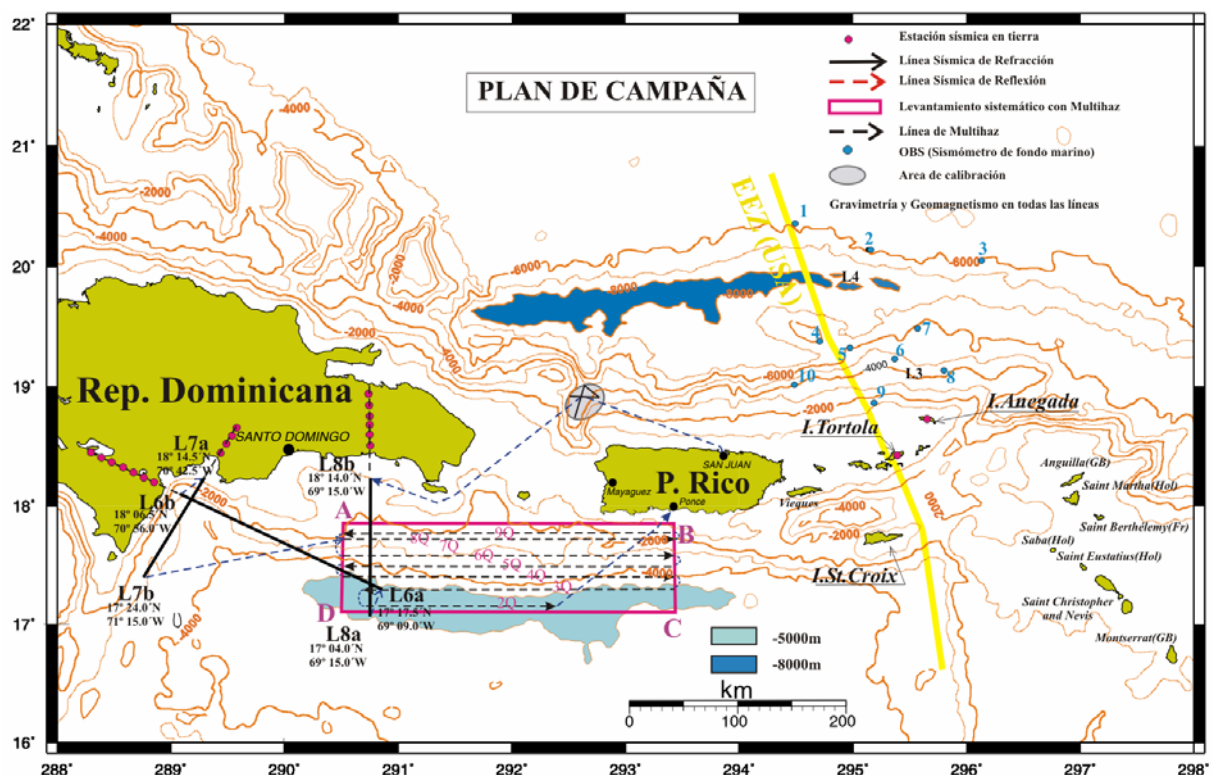


Figura 5.1: Fase I.

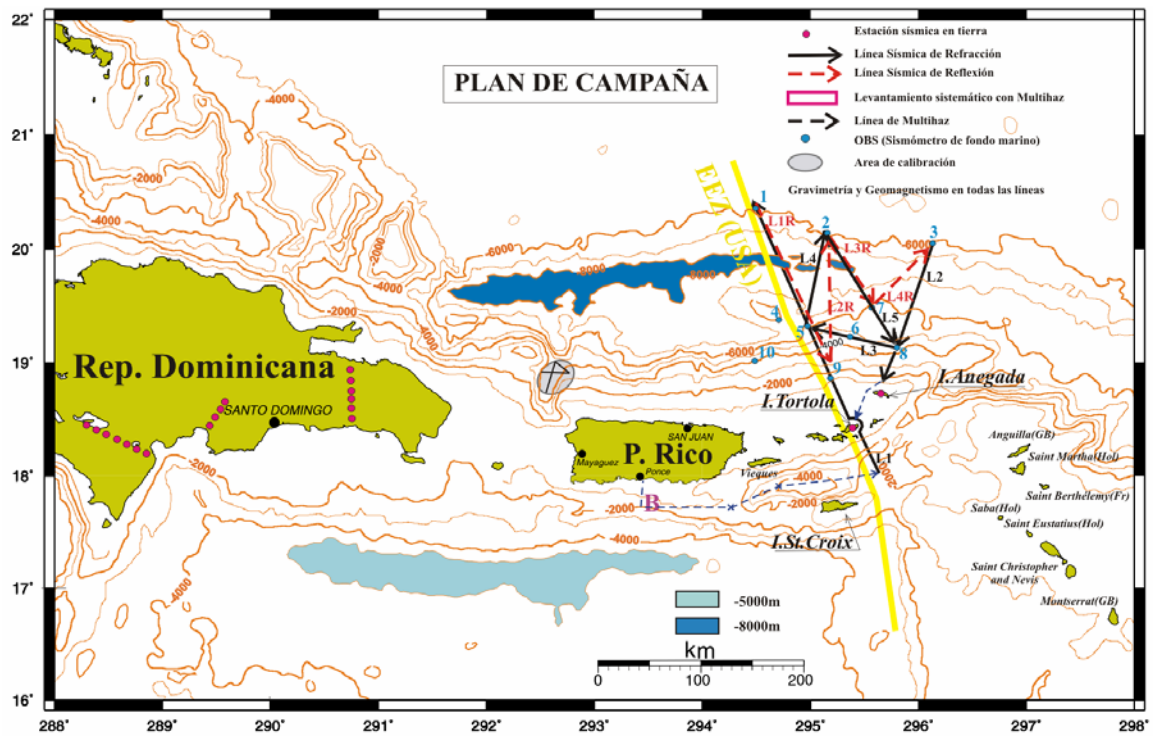
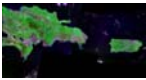


Figura 5.2: Fase II.

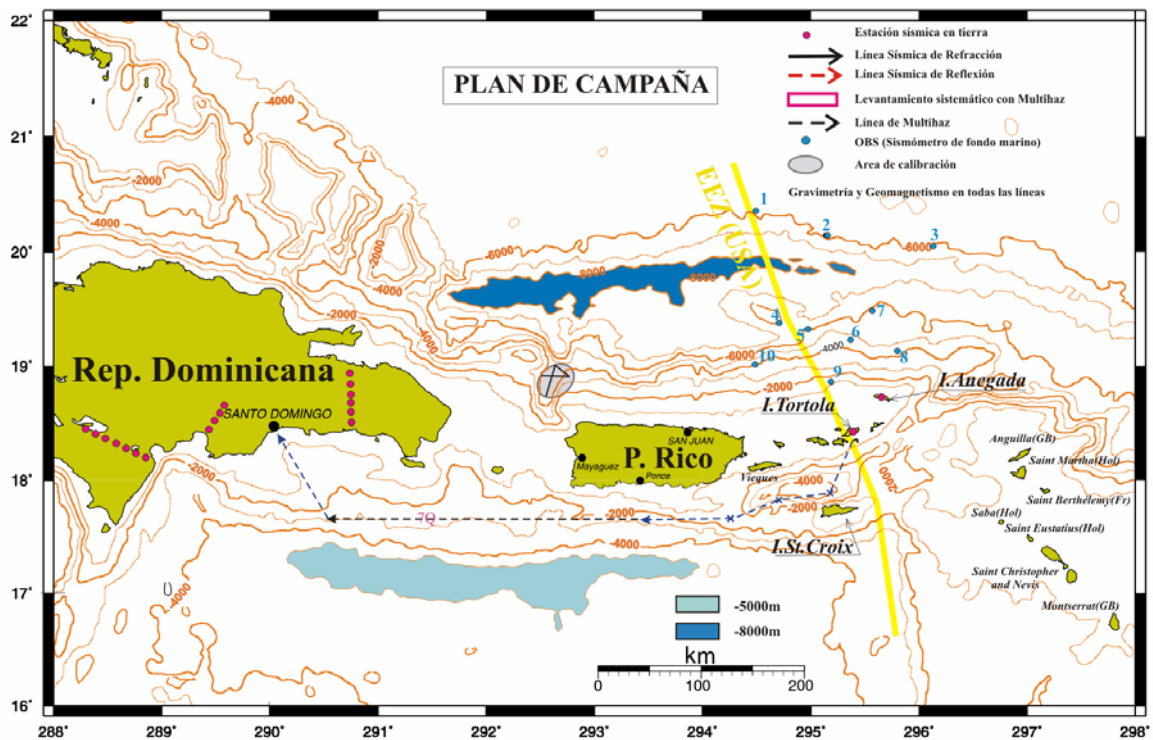


Figura 5.3: Fase III.





5.2. PRIMEROS RESULTADOS

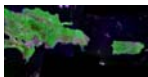
Los nuevos datos presentados en este trabajo han sido adquiridos en el mes de abril del año 2005 en la campaña Geoprico-Do. El procesado que presentan se ha realizado durante la campaña y el mes de mayo hasta la entrega del trabajo a finales de mayo, por lo tanto se presentan los primeros resultados de varias de las distintas técnicas utilizadas.

La interpretación de los resultados en algunos casos es somera, consecuencia del poco tiempo transcurrido entre la adquisición de los datos y la entrega de este trabajo. Gran parte del procesado ha consistido en la georeferenciación, y conversión de la información a formatos estándar. En el capítulo IV. Metodología se indica el procedimiento de procesado seguido hasta la presentación de estos resultados y el trabajo restante a realizar en un futuro, y llegar a presentar unos datos con el mayor aprovechamiento.

Se han procesado en gran parte los datos de campos potenciales (gravimetría y geomagnetismo) y batimetría, lo que ha permitido obtener diversos mapas y modelos sobre los cuales se ha realizado un trabajo de interpretación. Posteriormente se continuará con el procesado aplicando distintas metodologías para profundizar en la interpretación.

En el tratamiento de los datos de sísmica nos hemos encontrado con varios inconvenientes a la hora de poder presentar los resultados para este trabajo. Por un lado se dispone de un *stacking* (trazas apiladas) de los datos de sísmica de reflexión multicanal, pero debido al mayor tiempo requerido para su procesado en este trabajo sólo se presenta una sección con un procesado preliminar en la cual se ha realizado una pequeña interpretación, y por otro lado de los datos de sísmica de refracción sólo se ha comprobado la buena calidad de los registros de las estaciones en tierra, y se esperará a obtener los datos de los sismógrafos de fondo marino (OBS) que serán recuperados en el mes de septiembre de 2005 para hacer un procesado conjunto, y poder calibrar las secciones.

De los datos de sísmica de alta resolución (TOPAS) se presenta una sección significativa donde se pueden apreciar algunas estructuras de las cuales se pueden obtener conclusiones, pero para una buena interpretación es necesario realizar el ensamblaje de todas las líneas con un buen registro y apoyarse en la batimetría multihaz.



5.2.1. ANÁLISIS DE DATOS BATIMÉTRICOS.

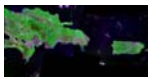
En este trabajo se analizará la zona del levantamiento sistemático de multihaz se sitúa al sureste de La Española, sur del Paso de Mona y al sur de Puerto Rico (*Figura: 5.5*). El rectángulo marcado tiene un área aproximada de 45.000 Km², se ha realizado un barrido este-oeste mediante 8 líneas y se ha calibrado con líneas transversales.

Los nuevos datos presentados (*Figura: 5.5*) han sido preprocesados con el programa específico de batimetría (*Neptune*), estos posteriormente requieren un procesado con más detalle, mediante análisis de pendientes, reflectividad y sistemas de visualización 3D, y por supuesto una interpretación conjunta con otros datos como la sísmica de alta resolución.

Los resultados se presentan por un lado mediante un mapa batimétrico de contornos cada 100 m y una resolución horizontal de 50 m, la escala de color va de colores violetas para las zonas más profundas a colores rojos para las zonas más someras (*Figura 5.5 A*), y por otro lado un modelo digital 3D (*Figura 5.5 B*) georeferenciado en coordenadas UTM y con una escala de color similar a la utilizada para el mapa A, y por último una zonificación morfotectónica general (*Figura 5.5 C*).

La zona del levantamiento se corresponde principalmente con la zona del Cinturón Deformado del Norte del Caribe en su vertiente sur y cubre una parte de la Fosa de los Muertos (*Figura: 5.5*).

El rango de profundidades se encuentra entre los 1000 m en la parte norte del levantamiento y los 5600 m en la parte sur. En esta zona las máximas profundidades se corresponden con la Fosa de los Muertos (C), en la cual se está produciendo la subducción de la Placa Caribe hacia el noreste debajo del arco de islas. Se trata de una fosa ancha y plana, con las paredes muy asimétricas; la pared del sur se corresponde con la Cuenca de Venezuela y tiene pendiente muy tendida, mientras que la pared del norte donde está el cinturón de deformación da unos gradientes fuertes y escalonados. La zona de menor profundidad en la parte norte del levantamiento se corresponde con la zona de talud de la plataforma carbonatada que está depositada encima del arco. Este talud aparece seccionado por cañones y canales submarinos que drenan sedimentos desde la plataforma hacia el sur donde son depositados dando unas pendientes más suaves (glacis) (*Figura 5.5*).



También en esta parte norte se puede observar parte del *Rift* de Cabo Rojo que corta transversalmente al cinturón de deformación (*Figura: 2.5*).

Dentro del cinturón deformado se diferencian distintas zonas según sus características morfotectónicas. En la parte baja aparece una franja que he denominado banda de alta deformación (*Figura 5.5 C*), en ella aparecen máximos y mínimos relativos dando lugar a una pendiente escalonada. Los máximos relativos están muy localizados dando algunas alineaciones y se corresponden frentes de deformación, mientras que los mínimos relativos aparecen entre los máximos dando zonas de mayor extensión y planas, que se corresponden con cuencas sedimentarias. Esta arquitectura dentro de un cinturón de deformación donde, entre los distintos frentes deformados aparecen cuencas rellenas de sedimentos es muy frecuente en todo el cinturón deformado del Caribe (*Mann et al, 1999*), y estas cuencas reciben el nombre de *piggy-back basins*. Esta franja presenta un mayor desarrollo en la parte oeste y se adelgaza hacia el este.

Por encima de la banda de alta deformación aparece una zona denominada de basin and ridge (*Figura 5.5C*) donde la deformación no es tan intensa con desarrollo de grandes cuencas y zonas de glaciares donde se depositan los sedimentos turbidíticos.

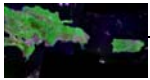
La traza de la Fosa de los Muertos (*Figura 5.5 C*) presenta una inflexión dando una concavidad hacia el norte, de modo que en la parte oeste del levantamiento presenta una alineación noroeste-sureste y en la parte central una alineación noreste-suroeste, a partir de los 67.15° hacia el este del levantamiento la traza de la fosa se orienta este-oeste debido posiblemente a una estructura norte-sur y llega con esta dirección hasta la Cresta de Aves (*Figura 2.4*).

Las estructuras principales del cinturón deformado dan fuertes escalones en la batimetría y presentan las mismas orientaciones que traza de la fosa, sobre todo en la parte más próxima a la fosa, mientras que hacia la zona más alejada aparecen otras alineaciones oblicuas guardando cierto paralelismo con las estructuras transtensivas del Paso de Anegada en el este.

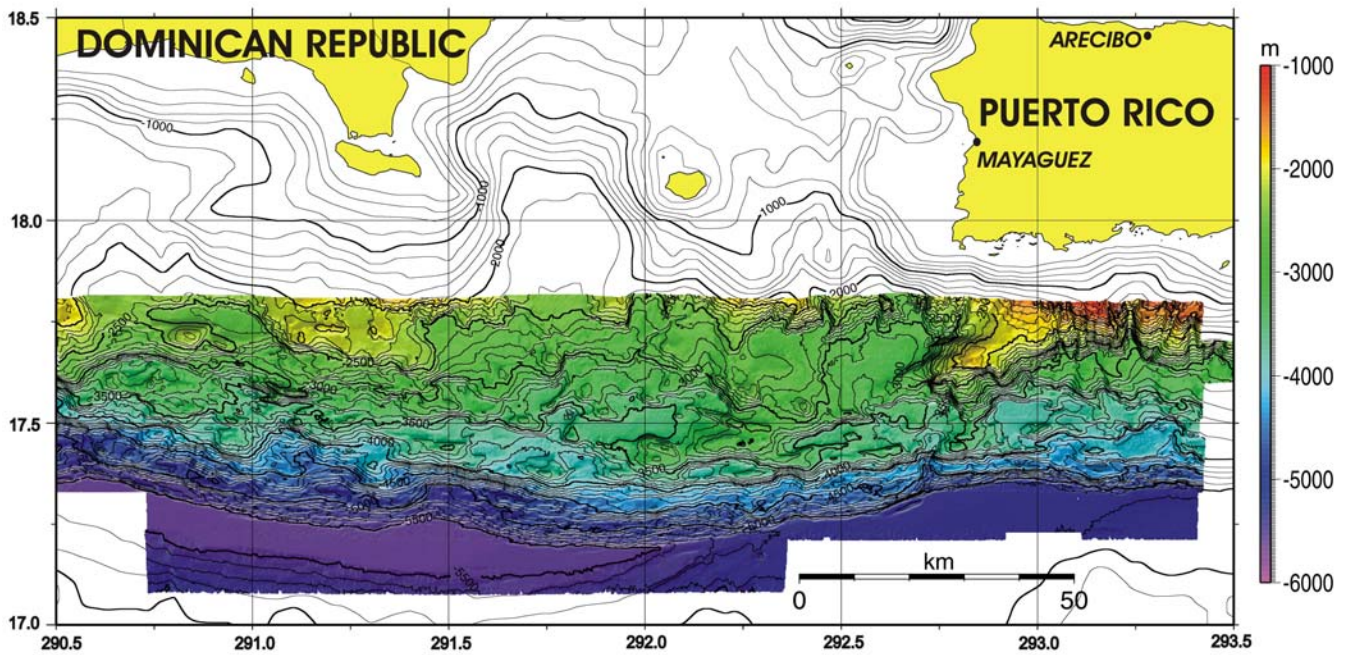
La fosa presenta un mayor desarrollo y profundidad en la parte del oeste, donde a partir de datos sismológicos se considera que existe un proceso de subducción activo actualmente (*Manson y Scanlon, 1991*), mientras que hacia la parte del este la fosa se someriza y se estrecha.

Este cinturón de deformación es de los pocos lugares del mundo donde se puede observar una deformación incipiente sin apenas erosión, como se puede ver en los escarpados escalones batimétricos próximos a la fosa en la parte oeste (*Figura 5.5 B*).

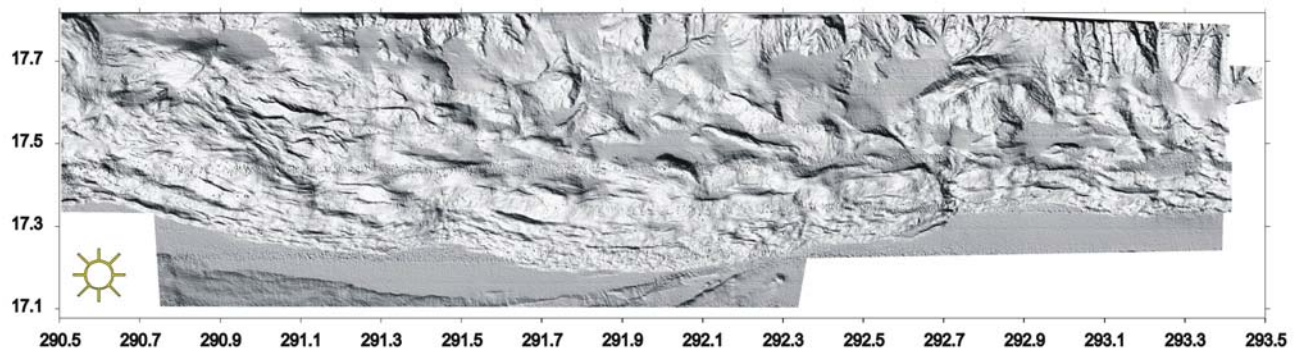
En la parte más al norte, donde aparece el talud de la plataforma se identifican algunas grandes cicatrices de deslizamientos submarinos, lo que indica que se trata de una posible fuente de tsunamis. Este será uno de los temas a abordar en el futuro.



A



B



C

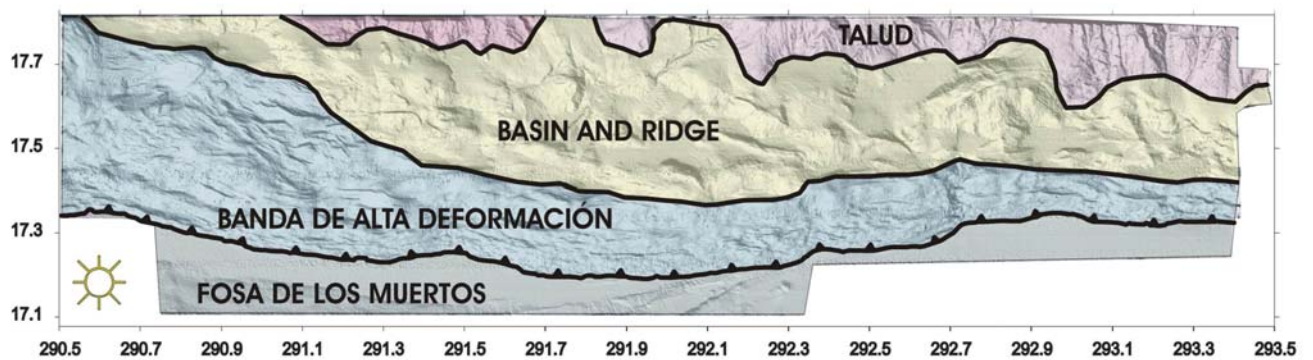


Figura 5.5: A. Mapa batimétrico del sur de la Española y Puerto Rico, resultado del levantamiento sistemático con la sonda multihaz Sinrad 120 con contornos cada 100 m sobrepuesto sobre la batimetría satelital (Sandwell & Smith, 1998). Se puede apreciar visiblemente la mayor resolución de los nuevos datos. B Modelo digital del terreno interpolado a 100m e iluminado desde el SO. C. Clasificación morfotectónica regional.



5.2.2. ANÁLISIS DE MAPAS DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS DE BOUGUER.

Para la realización de estos mapas de gravimétricos de anomalías de Bouguer del área de estudio se han utilizado los siguientes datos:

-10 líneas correspondientes a la campaña Prico-97, que cubren una zona en la parte noreste de Puerto Rico (ver localización en *figura 4.3*).

-24 líneas correspondientes a la campaña Geoprico-Do, que cubren la zona sureste de La Española y el sur de Puerto Rico, la zona del Paso de Anegada y el noreste de Puerto Rico e Islas Vírgenes.

La calibración de los datos de mar con las redes terrestres tuvo lugar en San Juan de Puerto Rico y en Ponce, dando una constante de -2.38 miliGales que se aplicó en el procesado con el software Lanzada. Aún con las calibraciones, la falta de más datos en tierra no ofrece buenos resultados en las zonas próximas a la costa.

Para una mejor interpretación de los resultados y tener un marco tectónico más amplio se hace una comparación con los datos gravimétricos de satélite (*Sandwell & Smith, 1998*). En la *figura 5.6* se observa la distinta resolución que ofrecen los datos de barco y los de satélite para la línea L8 de la campaña Geoprico-Do. Los datos de satélite (rojo) dan una menor calidad y resolución con las anomalías de longitud de onda pequeña o de alta frecuencia (*Figura: 5.6*), que normalmente son debidas a cuerpos o fuentes más pequeñas y situadas en los primeros kilómetros de la corteza. Por lo tanto los datos de barco apoyados en sismica o geomagnetismo dan mejor resultado a la hora de elaborar modelos gravimétricos corticales debido a la mayor frecuencia de muestreo que constriñe mejor los cambios laterales de densidad.

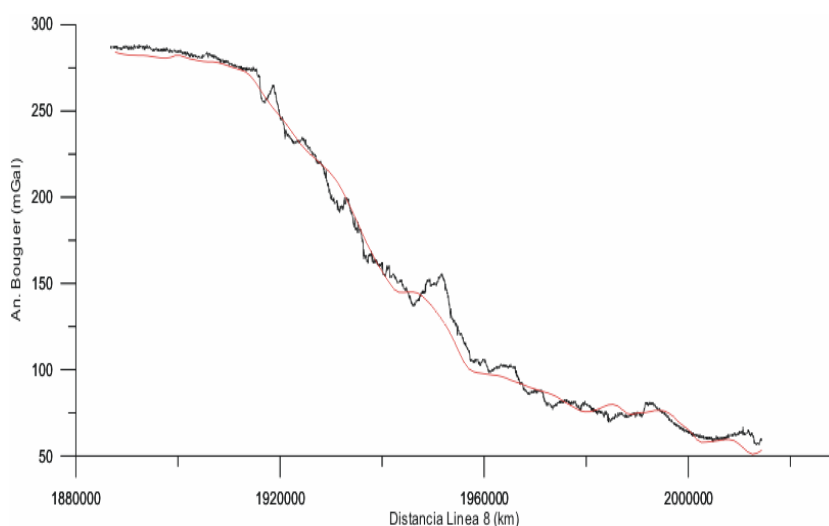
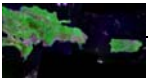


Figura 5.6: Relación entre los datos de satélite (rojo) y los de barco (negro) para una misma escala vertical y horizontal de los datos de la línea L8. El intervalo de muestreo de los datos de satélite para este perfil está entorno a un dato por cada 3500 m, en cambio el barco tenemos un muestreo de 1 medida cada 10 segundos (0,1 Hz), que a una media de velocidad de 10-11 nudos nos da un dato cada 25 m.



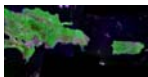
En la *figura 5.7B* se representa el mapa de anomalías de Bouguer sin corrección de fondo oceánico realizado según la metodología explicada (densidad de reducción 2.67 g/cc). La escala de color varía entre colores violetas para los valores de anomalía mínimos y los colores rojos para los valores máximos.

En el área de estudio los valores de anomalía van de 0 miliGales en la zona del arco isla a valores superiores a los +400 miliGales en zonas de corteza oceánica de la Placa Norteamericana (*Figura 5.7A y B*).

De forma general los valores menos anómalos (densidades similares a la densidad de reducción 2.67 g/cc) se sitúan en la zona del arco isla y los valores más anómalos (densidades muy alejadas de la de reducción) en las zonas de corteza oceánica, de tal modo que si se traza una transversal al arco desde el sur hacia el norte, se pasa de valores entre 300 y 350 miliGales correspondientes a la corteza oceánica de la Placa Caribe, a valores de 0 a 150 miliGales para la zona del arco de islas y de nuevo a valores muy anómalos, superiores a los +400 miliGales en la corteza oceánica de la Placa Norteamericana.

Las transiciones entre estos valores máximos y mínimos se producen mediante bandas de gradiente (>300 miliGales) más o menos continuas. En la transición de la Placa Caribe al arco de islas tenemos una banda de gradiente claramente identificada con dirección este-oeste desde la Cresta de la Beata a la Cresta de Aves (*figura 2.5*), en esta banda se pasa de valores superiores a los +300 miliGales en la zona de la corteza oceánica de la Placa Caribe a valores entorno a +100 miliGales en la zona del arco (*Figura 5.7B*). En la transición de la Placa Norteamericana al arco de islas también tenemos bandas de altos gradientes pero no presentan una alineación tan general, tenemos una banda este-oeste con valores entre +200 y +300 miliGales próxima a los 20° N que nos está marcando el paso de la zona donde la placa se está doblando para entrar en la zona de subducción a la propia fosa (*Figura 5.7A*). En esta zona donde se está doblando la placa por el proceso de subducción, aparecen sistemas de cuencas normales rellenas de sedimentos que nos están dando mínimos relativos de corta longitud de onda. En la zona de la fosa tenemos un engrosamiento cortical que da lugar a valores de *Bouguer* menos anómalos, pero a su vez aparece mínimo relativo (19°N-64°O) con longitud de onda grande que se corresponde con el *Main Ridge* (monte submarino) y varios máximos relativos posiblemente relacionados con estructuras tectónicas. Esta zona está claramente condicionada por la fábrica tectónica de la corteza del margen.

Aparecen varias bandas de alto gradiente con direcciones noroeste-sureste, tanto en la zona del cinturón deformado al sur d del arco, como en la Fosa de Puerto Rico. Estas tendencias se



correlacionan bastante bien con estructuras tectónicas dentro del arco, con la Cresta de Beata (Figura: 2.4) y con algunas líneas de costa en La Española.

En la zona del arco se observan dos mínimos relativos, uno en la zona del Cañón de Mona posiblemente debido a la estructura en *rift* y al potente relleno sedimentario que presenta y otro en la zona sureste de La Española, condicionado posiblemente por estructuras en profundidad con direcciones noreste-suroeste y este-oeste, que se correlacionan con las localizaciones de mecanismos focales de *Harvard* (ver figura 2.9).

Las diferencias entre los valores máximos de la corteza oceánica del interior de la Placa Caribe y la Placa Norteamericana pueden ser debidas principalmente a que han sufrido diferentes génesis y evoluciones tectónicas:

-La Placa Norteamericana ha sido generada en la dorsal centro-atlántica con la apertura del Atlántico y en la zona de subducción en la Fosa de Puerto Rico presenta una edad cretácica, luego se trata de una corteza antigua, adelgazada y de alta densidad. *Talwani et al* (1959) daban una profundidad para el Moho en la zona de estudio entre 10 y 13 Km, luego al estar el Moho tan cerca de la superficie contribuye a aumentar la anomalía gravimétrica de *Bouguer* (valores de +400 miliGals).

-La Placa Caribe ha sufrido una evolución tectónica muy diferente, se ha generado en el *Hot Spot* de las Galápagos en el Jurásico (*Pindell & Barret*, 1990), en su desplazamiento hasta su posición actual ha sufrido un emplazamiento rápido y extenso de flujos basálticos y *sills* que la han engrosado, y sobre este basamento se depositaron en algunas zonas hasta 2 Km de sedimentos. Estos procesos han dado lugar a que la Placa Caribe se considere como una *Oceanic Plateau* (meseta oceánica) de composición similar a las encontradas en el Pacífico, con un espesor cortical que va desde los 12 a los 15 Km (*Talwani et al*, 1959).

Por lo tanto la corteza oceánica de la Placa Norteamericana da valores más anómalos que la de la Placa Caribe que tiene un carácter relativo menos oceánico y de ahí que se considere una corteza anómala (Figura: 5.7A).

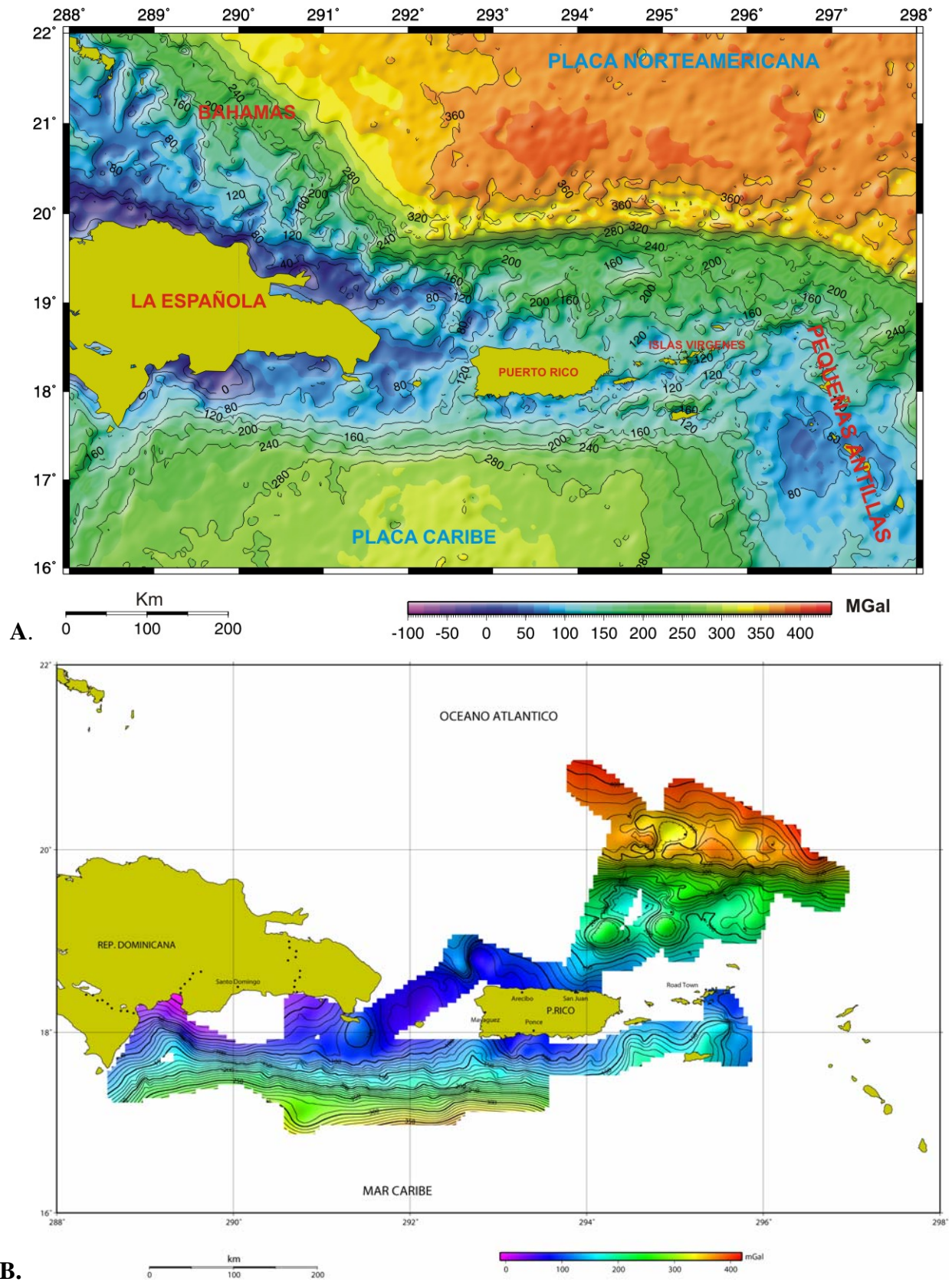
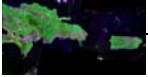
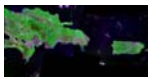


Figura 5.7: A. Mapa de anomalías de Bouguer a partir de los datos de satélite (Sandwell & Smith, 1998) para el noreste de la placa Caribe. Contornos cada 40 mGales. B. Mapa de anomalías de Bouguer sin corrección de fondo oceánico a partir de los datos del proyecto GEOPRICO-DO y Prico-97. Contornos cada 10 mGales.



5.2.2.1. ANÁLISIS DEL MAPA DE PRIMERA DERIVADA VERTICAL DE ANOMALÍA DE BOUGUER.

En la *figura 5.8* se representa un mapa de primera derivada vertical de anomalías gravimétricas de Bouguer. Al aplicar la primera derivada vertical se acentúan las anomalías de corta longitud de onda que quedan enmascaradas por las anomalías regionales de mayor longitud de onda y que son debidas generalmente a cuerpos situados a mayor profundidad.

En el mapa se han dibujado las principales tendencias y fábricas, el paso de valores negativos a positivos indican mínimo relativo y el paso de valores positivos a negativos indica un máximo relativo en los valores de anomalía de Bouguer, en definitiva los gradientes de primera derivada vertical nos indican cambios bruscos de densidad en los primeros Km de la corteza.

Los valores positivos con colores rojos, amarillos y verdes nos indican rocas de alta densidad relativa, mientras que los valores negativos con colores morados y azules nos indican rocas de baja densidad relativa. De forma general los valores negativos aparecen en las zonas de corteza oceánica de ambas placas y los valores positivos aparecen en la zona del arco y el antearco.

En el sur de La Española y Puerto Rico se observa una clara tendencia este-oeste que entorno a los 291° de longitud se curva hacia el noroeste, que nos está indicando la zona de la fosa donde se produce el paso de la corteza oceánica de la Placa Caribe hacia el arco isla.

Dentro del cinturón deformado se observan otras tendencias secundarias, unas con tendencia este-oeste y otras noroeste-sureste, pueden ser debidas las estructuras tectónicas tanto compresivas como distensivas del propio cinturón deformado que ponen próximos materiales con alto contraste de densidad, dichas estructuras tectónicas son observables en mapa batimétrico de la *figura 5.5*.

En la zona noreste de Puerto Rico aparece una tendencia este-oeste claramente marcada, que nos está marcando el paso de la Placa Caribe a la Placa Norteamericana. Otras tendencias secundarias en dirección este-oeste y noroeste que pueden ser debidas al sistema de cuencas normales con relleno sedimentario que aparecen en la Placa Norteamericana al entrar en la zona de subducción. También aparecen tendencias noroeste-sureste asociadas con la estructura del monte submarino *Main Ridge*.

Otro dominio de tendencias noreste-suroeste se puede observar al noreste de Puerto Rico, se puede deber a estructuras tectónicas y puede estar en relación con el modelo de *tear fault* de dirección noreste- sureste (*Ten Brink et al*, en prensa) y asociadas con los enjambres de terremotos que tienen lugar en esta zona.

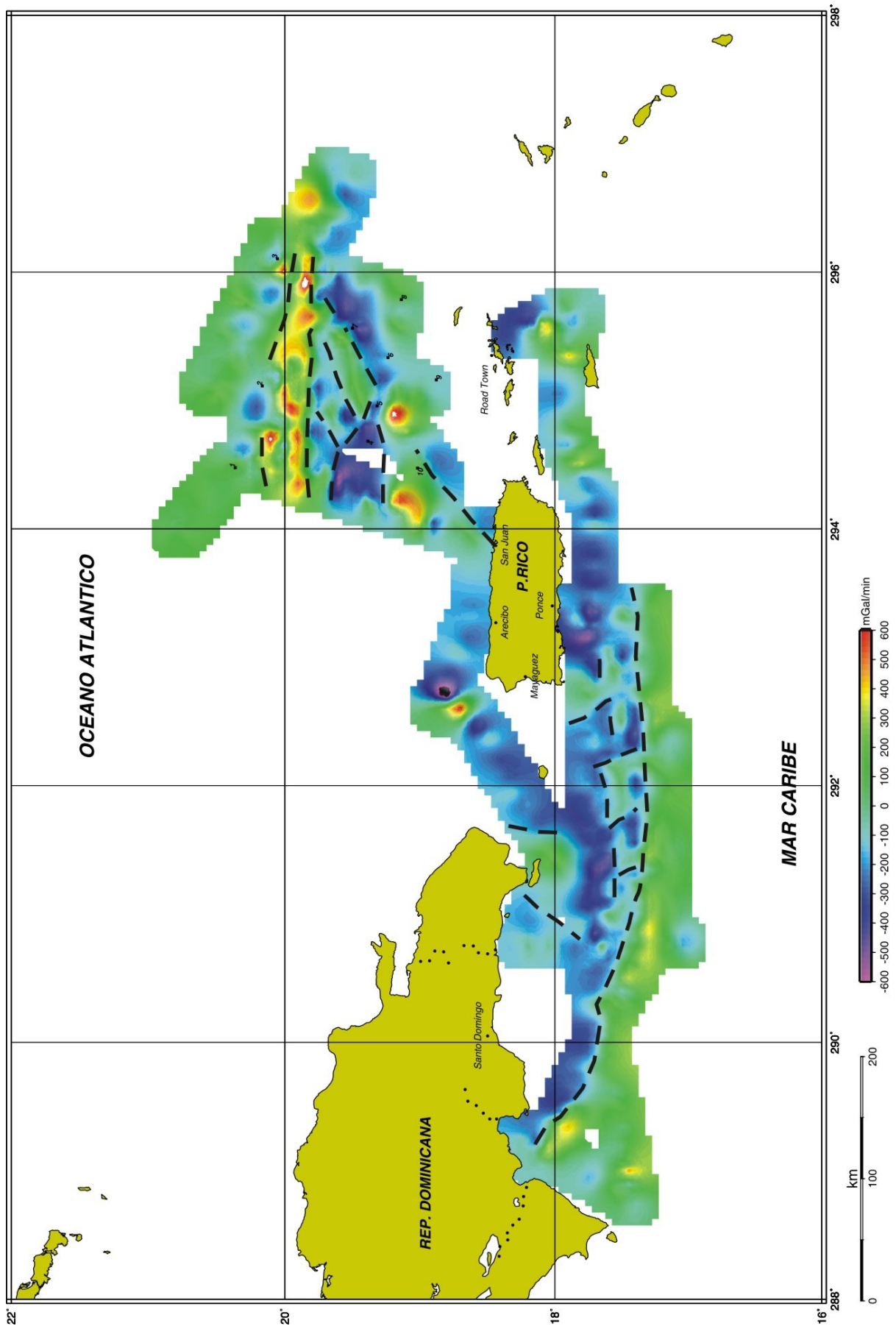
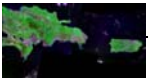


Figura 5.8 : Mapa de primera derivada vertical de anomalías de Bouguer con los datos de la campaña Geoprico-Do.



5.2.3. ANÁLISIS DE MAPAS DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS.

En la *figura 5.9* se muestra un mapa de anomalías geomagnéticas a partir los datos recogidos durante la campaña Geoprico-Do. Se le ha realizado una eliminación de datos malos (*spikes*) mediante un filtro no lineal y se le han aplicado las correcciones de variación diurna (ver apartado 4.4 metodología de geomagnetismo).

No aparecen grandes anomalías magnéticas los valores se mueven entre los -500 nanoTeslas (nT) (Paso de Mona) y los 400 nT (Paso de Mona), pero con una media de -5.34 nT y una desviación típica de ± 83.1 nT.

Aunque se trata de un arco volcánico ha estado inactivo desde que en el eoceno chocase contra los bancos carbonáticos de las Bahamas y la subducción fue inhibida y actualmente se produce de forma muy oblicua 10° y 15° . Por todo ello no presenta actividad magmática reciente, luego las anomalías son heredadas desde el eoceno.

La placa Norteamericana se generó en la dorsal centro atlántica y presenta la fábrica magnética de la apertura de la dorsal (Muszala et al, 1999). Nuestros datos no cubren la zona donde se han descrito alineaciones NW-SE de la apertura del Atlántico en la placa Norteamericana.

La placa Caribe en el área de la Cuenca de Venezuela presenta las anomalías debidas a las intrusiones básicas que ha sufrido desde su origen en el Jurásico y que la han coformado como una meseta oceánica (Discroll and Diebold, 1998). Nuestros datos cubren una pequeña parte de la cuenca en la cual no se aprecian tales anomalías.

Dentro de la zona del arco volcánico donde hemos adquirido nuestros datos, los máximos y mínimos relativos son de corta longitud de onda y están asociados a elementos tectónicos de distinta índole. En el cinturón de deformación de los Muertos, al sur de las islas, aparecen diferentes anomalías dipolares y están asociadas tanto con estructuras extensionales como compresivas. Son destacables los gradientes entorno a Isla Saona (SE de R. Dominicana) relacionados con un alto estructural con alineación NE-SW, y también destacable el mínimo que aparece al SW de Puerto Rico relacionado con el *Jaguey Spur* (Case & Holcombe, 1980), en el mapa batimétrico se observa trata de una cresta de más de 1000 metros de sobre el fondo. Los límites de estas estructuras se mejorarán en definición cuando se haga la reducción al polo y las anomalías queden más simétricas sobre sus fuentes y cuando se integren estos datos con los datos de tierra

En general al sur de Puerto Rico y el Paso de Mona hay una buena correlación entre los máximos de anomalía magnética y los máximos de anomalía de *Bouguer*.

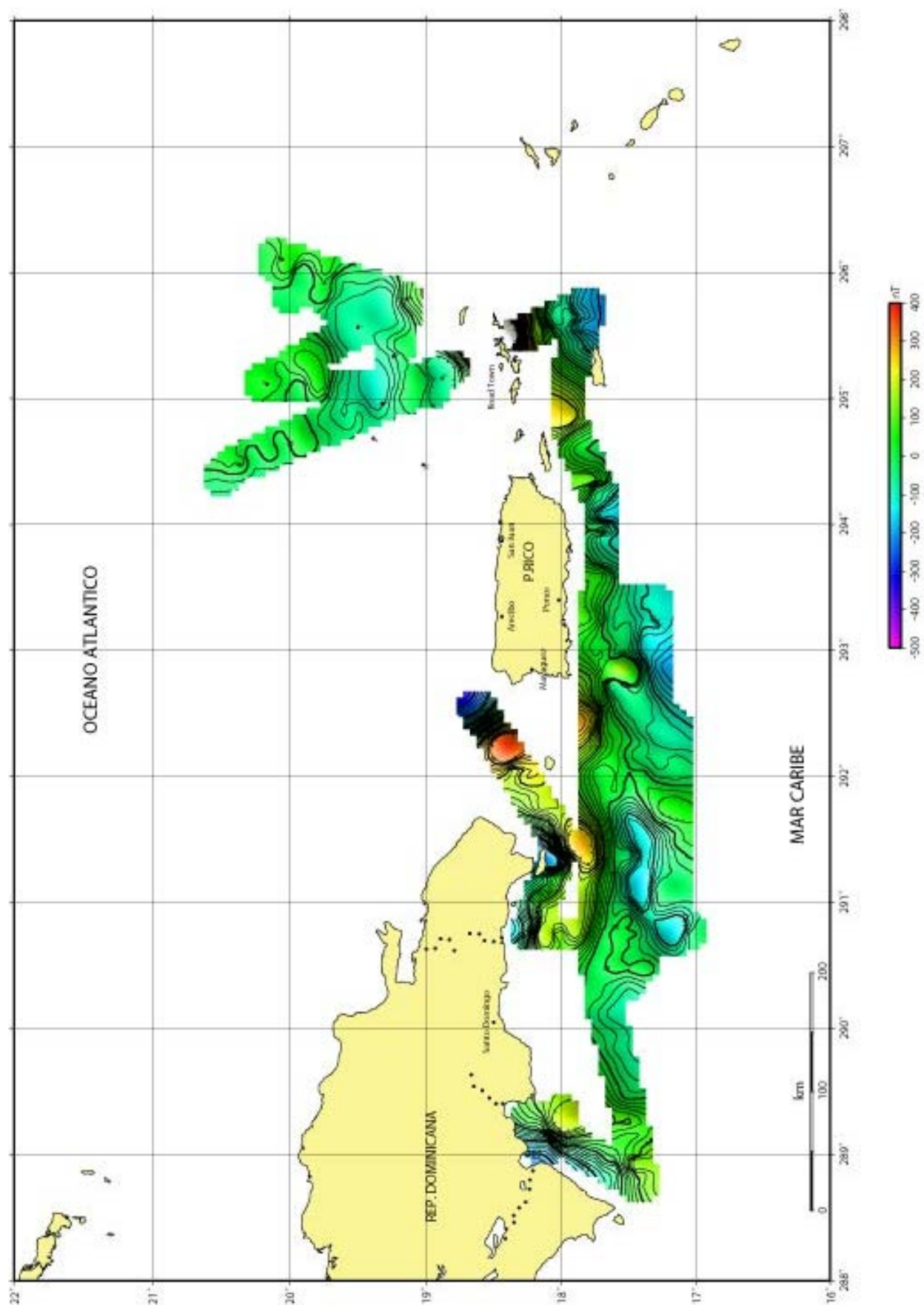


Figura 5.9: Mapa de anomalías geomagnéticas a partir de los datos de la campaña GEOPRICO-DO. Interpolado a 1m y contornos cada 20 nT.



5.2.4. ANÁLISIS DE DATOS DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN MULTICANAL.

Como consecuencia del largo trabajo de procesado que requieren los datos de sísmica de reflexión multicanal y a la falta de medios de trabajo adecuados desde la disposición de los datos a finales del mes de abril hasta la entrega del presente trabajo a finales del mes de mayo, en esta memoria por sólo se presenta un pequeño tramo preprocesado de línea LR3 (*Figuras: 5.1 y 5.10A*)

Para ampliar el marco tectónico y realizar una mejor interpretación del tramo del perfil LR3, se compara con una sección sísmica cercana de la campaña Prico 97. Tanto por proximidad como por contexto similar se ha elegido el perfil Prico 3 (*Figuras: 5.10 A y B*), que ya está procesado y migrado.

En la *figura 5.10 A* se muestra un mapa batimétrico de la Fosa de Puerto Rico con la localización de dos perfiles de sísmica de reflexión, el perfil Prico 3 correspondiente a la campaña Prico 97 y el perfil LR3 correspondiente a la campaña Geoprico-Do.

Del perfil LR3 sólo se muestra un pequeño tramo en la zona de corte con la fosa donde se puede realizar una pequeña interpretación (*Figura: 5.10 C*), el resto del perfil necesita de un mayor procesado para poder obtener una buena imagen y sin difracciones. Estos datos presentan mayor penetración y resolución que los perfiles previos (Prico 97, *Larue & Ryan*, 1998). A este tramo de perfil que se presenta se le ha realizado un preprocesado mediante el software *Promax*, y lo que se observa es el resultado de un *stack* bruto.

En la *figura 5.10 C* se observa la existencia de una fosa relativamente estrecha (3-4 Km) y plana, con un relleno sedimentario a primera vista poco deformado, en la zona del perfil la profundidad alcanza los 8000 m (*figura 5.10 A*).

En la parte sureste del perfil aparece el frente de deformación o complejo de acreción de la placa cabalgante (Placa Caribe), dicho frente que también aparece en el perfil Prico 3 y junto con otros datos regionales, se observa que se trata de un complejo de acreción con una estructura transpresiva debido a que la subducción es muy oblicua (10° - 15°). En esta zona deformada coexisten estructuras compresivas como pliegues y posibles planos de cabalgamiento junto con grandes estructuras de desgarre sinistral (varios cientos de Km de longitud, con estructura en echelon).

En la parte noroeste del perfil aparece la Placa Norteamericana que subduce debajo de la Placa Caribe. Los niveles de reflectores nos están indicando el basamento acústico de la corteza, el cual están estructurado en bloques separados por fallas normales (bloque hundido SE) dando una estructura en escalera con ligera tendencia de rotación horaria, que se está metiendo debajo de la Placa Caribe (*Figura: 5.10 B*).

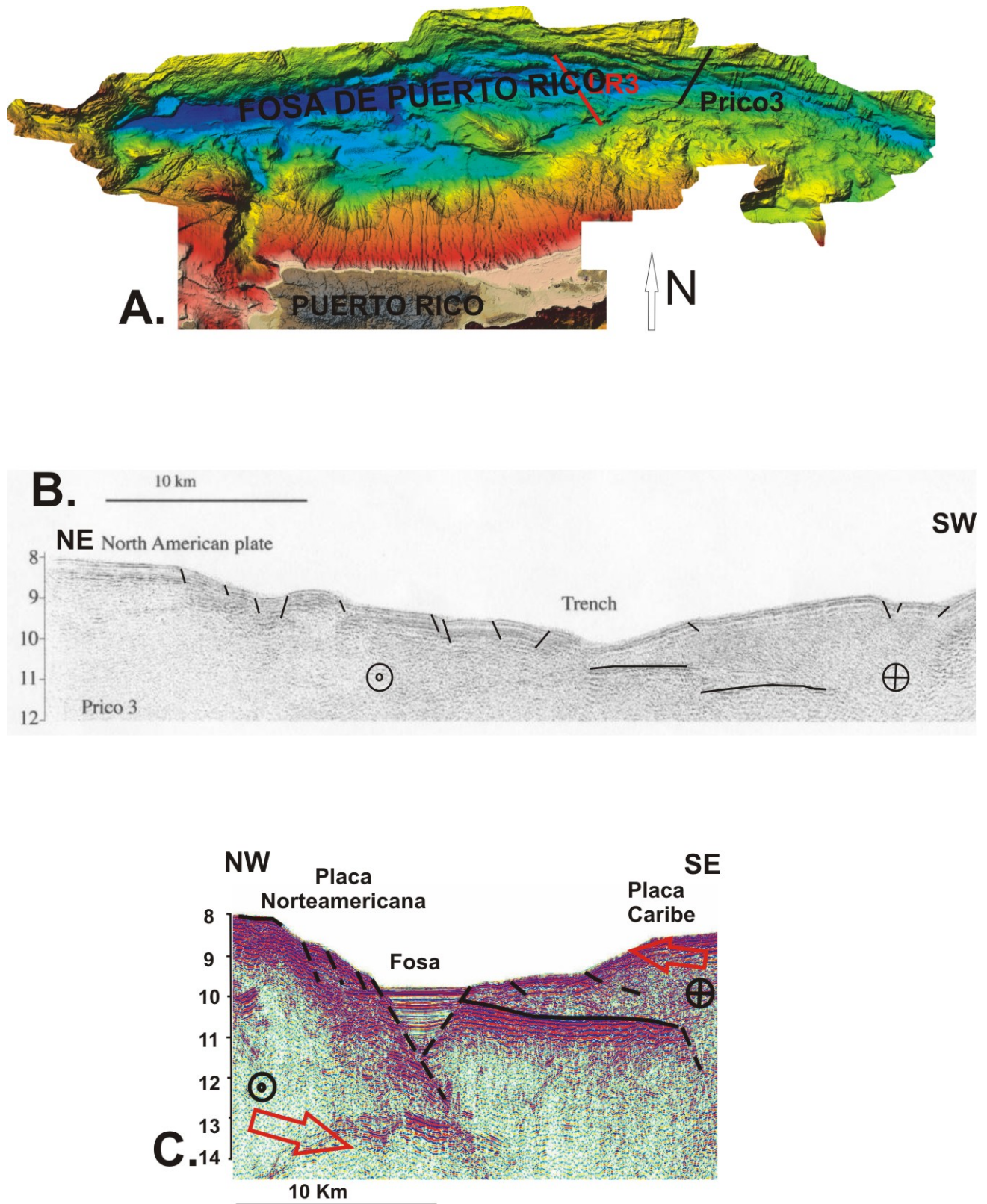
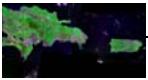
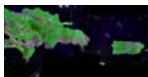


Figura 5.10: A. Mapa batimétrico multihaz de la Fosa de Puerto Rico con la localización de los perfiles de sísmica de reflexión. B. Perfil sísmico de reflexión Prico 3 procesado e interpretado de la campaña Prico97, [Ten Brink et al, en prensa]. C. Tramo del perfil sísmico de reflexión Lr3 en la zona de la fosa [trench] preprocesado de la campaña Geoprico-Do, stack bruto y migrado, escala vertical tiempos dobles (seg.). Circulo con cruz indica movimiento hacia el fondo y circulo con punto indica movimiento hacia adelante.



5.2.5. ANÁLISIS DE DATOS SÍSMICA DE ALTA RESOLUCIÓN.

En este trabajo se presenta la interpretación un tramo significativo de la sección de sísmica de alta resolución correspondiente a la línea L5Q (*Figura: 5.11*). La línea L5Q pertenece a la primera fase en la zona del levantamiento sistemático de multihaz y tiene una longitud de 310 Km, el tramo interpretado tiene una longitud aproximada de unos 30 Km.

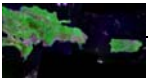
A la hora de la interpretación se tiene que tener en cuenta la exageración en la escala vertical (valores en milisegundos) y el apoyo en otras fuentes de datos, como la batimetría multihaz. También se debe tener en cuenta la metodología de adquisición, la línea ha sido trazada de este a oeste, y como consecuencia en la *figura 5.12* aparecen el este y el oeste invertidos (ver apartado 4.5 Metodología Topas).

En esta sección se observan varias estructuras de deformación que afectan principalmente a los sedimentos pero también al basamento, entre ellas se pueden reconocer pliegues y estructuras distensivas como fallas con componente normal, *figura 5.12*. Se trataría de una cuenca tectónica desarrollada sobre el bloque hundido y flanqueada por bloques levantados.

La sedimentación es sintectónica, como se observa en las numerosas discordancias progresivas, tanto los bordes principales oeste y este con el basamento, como en el centro de la cuenca asociadas con las estructuras de plegamiento. En función del contexto regional esta cuenca debe recibir el aporte sedimentario desde la zona norte, donde en el mapa batimétrico se observa el desarrollo de numerosos sistemas de cañones submarinos y canales que drenan sedimento de la plataforma carbonatada a favor de pendiente hacia el sur dan lugar al relleno de estas cuencas.

La cuenca está desarrollada sobre el bloque hundido y flanqueada en los límites este-oeste por bloques levantados. Los bloques hundidos y levantados se ponen en contacto mediante fallas de componente normal que limitan la cuenca y afectan al basamento y a los sedimentos sintectónicos dando lugar a marcadas discordancias progresivas. Dichas fallas presentan un salto de varios cientos de metros y están deformando a los sedimentos más recientes (Holocenos), por lo tanto deben tener actividad neotectónica.

La deformación observada en los sedimentos es principalmente distensiva, con gran presencia de fallas de componente normal localizadas en dos zonas concretas, cortando y deformando incluso a los sedimentos más recientes. También aparecen pliegues, de gran longitud de onda, pero estos pueden estar asociados con una tectónica de bloques a menor escala desarrollada en profundidad dentro de la cuenca, pero con efectos en superficie.



Se pueden observar claramente dos zonas donde se produce un tectónica distensiva a favor de fallas de componente normal y da lugar al hundimiento del fondo oceánico y a la formación de *rifts*. Una zona en el centro con una anchura de 4-5 Km y otra al O con una anchura de 2 Km. Estas estructuras afectan a unos 50 ms (>100 m) de sedimentos hasta que se pierde la penetración y resolución en el perfil. En ambos lados de estas zonas de rift se puede encontrar la correlación de los niveles de reflectores sedimentarios identificados en la *figura 2.12* con diferentes colores. El mayor salto que dan estas fallas está entorno a los 10 milisegundos (< 50 m)

Esta cuenca se encuentra dentro de un cinturón de deformación en la sur zona del arco, pero la orientación de sus estructuras es ligeramente transversal a las grandes estructuras compresivas del cinturón deformado, observables en el modelo digital de batimetría. Dicha cuenca puede estar relacionada con el sistema de *rifts* transversales (N-S) que hay más hacia el norte; *Rift* de Mona, *Rift* de Yuma y *Rift* de Cabo Rojo, y con las pequeñas cuencas *piggi-back* reconocibles en el modelo digital batimétrico y en el mapa de contornos a lo largo de todo el cinturón deformado.

Tanto las fallas que separan la cuenca del basamento como las que solo afectan al rellenos sedimentario pueden pertenecer a los dominios estructurales noroeste-sureste que aparecen en el mapa batimétrico (*figura: 5.5*), y que son el resultado de la subducción o infracabalgamiento de la Cuenca de Venezuela debajo del arco de islas. Se ha estimado una dirección de convergencia 70°NE con una tasa de 3 mm/año que decrece de O a E (*Calais et al, 2002, Manson & Scanlon, 1991*).

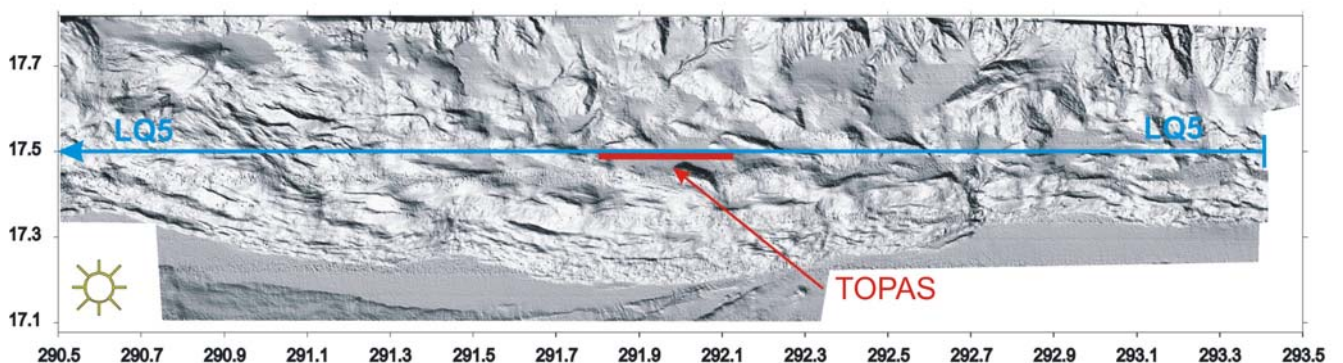


Figura 2.11: Localización del tramo interpretado de Topas (en color rojo) dentro de la línea LQ5 (color azul) debido a la sistemática de la adquisición la imagen de la *figura 2.12* está invertida en la dirección este-oeste.

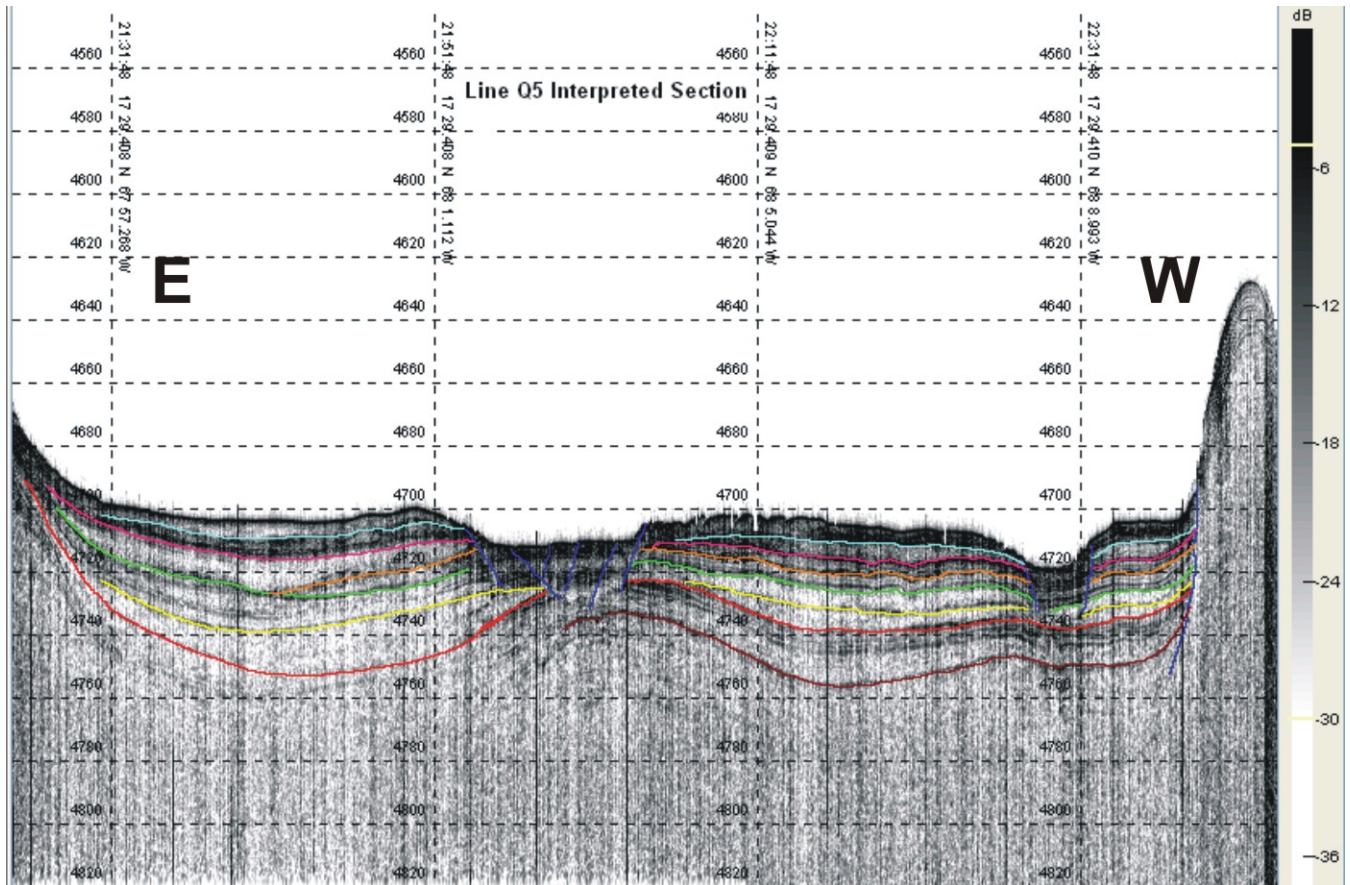
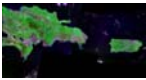
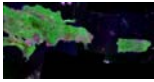
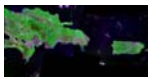


Figura 2.12: Tramo interpretado de la sección LQ5 de la sonda Topas PS 18. Para este tramo la escala horizontal aproximada son 7 Km entre las marcas verticales, y la vertical está en tiempos dobles (milisegundos), se puede aplicar la equivalencia de 2m/ms tomando como velocidad de propagación en los sedimentos de 2000m/s, luego en esta zona la máxima penetración supera los 100 metros. El color violeta indica las fallas normales que cortan los sedimentos y los diferentes niveles de reflectores sedimentarios están indicados con diversos colores que se identifican a ambos lados de las estructuras.



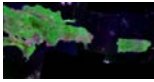


VI. CONCLUSIONES.

1. La adecuada planificación de la campaña de geofísica y geología marina Geoprico-Do, mediante la coordinación de distintas técnicas de investigación geofísica, escenarios lejanos entre sí, trabajos simultáneos con equipos de tierra y operaciones en mar realizadas por otras instituciones, ha permitido alcanzar la totalidad de los objetivos propuestos.
2. Con los datos de campos potenciales se han elaborado unos mapas de detalle de anomalías gravimétricas y geomagnéticas con una resolución muy superior a los de satélite existentes hasta el momento. Los nuevos datos presentan una mejor calidad para las longitudes de onda cortas o altas frecuencias, que generalmente son debidas a contrastes de densidad generados por cuerpos situados en los primeros Km de la corteza. En estos mapas hemos identificado numerosas anomalías correspondientes con rasgos tectónicos identificados previamente mediante otras técnicas geofísicas y otras nuevas anomalías debidas a fuentes no descritas hasta el momento.
3. Los perfiles de sísmica de reflexión multicanal presentan una notable mejor resolución y penetración que los estudios previos. Se observa el proceso de subducción activa de la Placa Norteamericana debajo de la Placa Caribe en la Fosa de Puerto Rico dentro de un contexto de transpresión sinistral. Dentro del prisma de acreción se han identificado los reflectores correspondientes con cabalgamientos. La fosa presenta reflectores planos correspondientes con un relleno sedimentario de 1.5 segundos. La placa Norteamericana debido a la flexión sufrida al entrar en la zona de subducción presenta una compartimentación en bloques, estos bloques están limitados por fallas normales y dan lugar a la formación de grabens.
4. El levantamiento sistemático de batimetría multihaz a lo largo de 5311 Km con una resolución horizontal de 50 m, lo que nos ha permitido realizar unos mapas batimétricos de alta resolución en la zona de la Fosa de los Muertos y en cinturón de deformación situado al sur del arco. Estos mapas nos han permitido realizar un análisis morfotectónico general de esta compleja zona de deformación compresiva y su variación lateral, donde la actividad tectónica junto con las elevadas pendientes favorecen los deslizamientos submarinos que son fuente potencial de tsunamis.



5. Los datos de sísmica de alta resolución, conjuntamente con la batimetría nos ha permitido realizar un análisis morfotectónico en una cuenca dentro del cinturón de deformación. Mediante este análisis se puede concluir que la cuenca está alimentada por el sistema de cañones y canales situados al norte, se trata de una cuenca afectada por una deformación activa y compleja, producida por los esfuerzos resultantes de la subducción de la placa Caribe debajo del arco de islas.
6. Se ha comprobado la buena adquisición de datos de sísmica de refracción profunda en las 30 estaciones de tierra. Estos datos junto con los de los OBS fondeados en el noreste de Puerto Rico, que serán recuperados durante el próximo mes de septiembre, nos permitirá hacer un procesado conjunto, tanto de los datos sísmicos registrados durante la campaña como de la actividad sísmica registrada entre abril y septiembre de 2005.
7. La integración de los datos de sísmica, de campos potenciales y batimétricos obtenidos en la campaña Geoprico-Do, permitirá al autor de este trabajo profundizar en el conocimiento de la estructura y de los procesos geodinámicos del extremo noreste de la Placa Caribe, objetivo principal de su Tesis Doctoral.





VII. BIBLIOGRAFÍA.

- Acton, G., Galbrun, B., W. King, J. (2000). *Paleolatitude of the Caribbean Plate since the late Cretaceous. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol: 165.
- Acton, G., (2000). *Caribbean Ocean history and the Cretaceous/Tertiary boundary. Ocean Drilling Program Leg 165, Preliminary report.*
- Almy, C.C., Meltzer, A., (2000). *Fault structure and earthquake potential Lajas Valley, SW Puerto Rico. Abstracts as EOS, American Geophysical Union*, Vol: 81, n°48, suppl: 1181pp.
- Almy, C.C., Meltzer, A. S., Dietrich, C. (2000) *Faulting in the Lajas Valley and on the adjacent shelf, southwestern Puerto Rico. Abstracts as EOS, American Geophysical Union*, Vol: 81, n°48, suppl: 1182pp.
- Anderson, Thomas H., Jolly, Wayne T., Lidiak, Edward G., Ruskin, Brian. (1998). *Tectonostratigraphic evolution of the Bermeja Complex, Puerto Rico. Abstracts, Geological Society of America*. Vol: 30, n°7, 175-176pp.
- Anderson, Thomas H., Lidiak, Edward G., Jolly, Wayne T. (2001) *Caribbean Plate boundaries., Eocene subduction, collision and suturing in Puerto Rico., significance of the Great Southern Puerto Rico fault zone. Abstracts, Geological Society of America*. Vol: 33, n°6, 263pp.
- Arkani-Hamed, J.; (1989). *Thermoviscous remanent magnetization of oceanic lithosphere inferred from its thermal evolution. Journal of Geophysical Research*, 53: 1592-1600.
- Biju-Duval, B; Bizon, G; Mascle, A; Muller, C. (1982). *Active margin processes; field observations in southern Hispaniola. AAPG Memoir*, vol.34, pp.325-344pp.
- Biju-Duval, B; Mascle, A; Rosales, H; Young, G., (1982). *Episutural Oligo-Miocene basins along the North Venezuelan margin. AAPG Memoir*, vol.34, pp.347-358pp.
- Bilich, A., Fronhlich, C., Mann, P., (2001). *Global seismicity characteristics of subduction to strike-slip transitions. Journal of Geophysical Research*, Vol:106, N°B9, 19,443-19,452pp.
- Blakely, R. J. (1995). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambrid. Univ. Press*. 4418pp.
- Bunce, E. T., & Flanquist, D. A., (1962). *Geophysical investigations of the Puerto Rico Trench and Outer Ridge. Journal of Geophysical Research*, 67: 3955-3972 pp.
- Bunce, E.T., Phillips, J.D., Chase, R.L. (1974) *Geophysical study of Antilles Outer Ridge, Puerto Rico Trench, and northeast margin or Caribbean Sea. AAPG Bulletin*. Vol: 28, n°1, 106-123pp.
- Burke, K., Fox, P.J., Sengor, M.C., (1978). *Buoyant Ocean Floor and the Evolution of the Caribbean. Journal of Geophysical Research*, Vol: 83, n°B8, 3949-3953 pp.
- Burke, K., (1988). *Tectonic evolution of the Caribbean. Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 16:201-30.



- Byrne, D.B., Suarez, G., McCann, W.R., (1985). *Muertos Trough subduction, microplate tectonics in the northern Caribbean?.* *Letters to Nature*. Vol: 317, 420-421 pp.
- Calais, E. (1990). *Cinematic/deformation relations along the plate boundaries in "coulissage": example of the northern Caribbean Plate Boundaries from Cuba a Puerto Rico.* Ph. D Thesis Université de Nice-Sophia Antipolis, France, 296 pp.
- Calais E., Mercier de Lepinay, B., (1991). *From transtension to trans presion along the norththern Caribbena plate boundary off Cuba: impolications for the recent motion of the Caribbean plate.* *Tectonophysics*, Vol:186, 3329-3350pp.
- Calais, E., Perrot, J., Mercier de Lepinay, B., (1998). *Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola.* *Special Paper, Geological Society or America*, Vol: 326, 125-142pp.
- Calais, E., Mazabraud, Y., Mercier de Lepinay, B., Mann, P., Mattioli, G., Jansma, P., (2002) *Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measuremens.* *Geophysical Research Letters*, Vol: 29, N° 18.
- Cerveny, V., Psencik, I., (1984). *SEIS 83 Nlumerical modeling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by ray method.* E.R. Engdahl (Editor). *Documentation of Earthquake Algorithms World data Center for Solid Earth Geophysics.* Boulder, Rep. SE-35, 36-40pp.
- Chista G. Von Hillebrandt-Andrade, (2003) *Terremoto de Puerto Plata. Aspectos Sismológicos.* UPR-Mayaguez.
- Christeson, G.L., Bangs, N.L., Shipley, T.H., (2003). *Deep structure of an island arc backstop, Lesser Antilles subduction zone.* *Journal of Geophysical Research*, Vol: 108, N°B7, 2327pp.
- Cloos, Mark, (1992). *Thust-type subduction-zone earthquakes and seamounts asperities: A physical model for seismic rupture.* *Geology*, Vol: 20, 601-604pp.
- Collot, Jean-Yves., Fisher, Michael A., (1989) *Formation of forearc basins by collicion between seamounts and acretionary wedges: An example from the new Hebrides subduction zone.* *Geology*, Vol: 17, 930-933pp.
- DeMets, C., Jansma, P., Mattioli, G., Dixon, T.H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., (2000). *GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion.* *Geophysical Research Letters*, Vol: 27, N°3, 437-440pp.
- Del Greco, L., Abrams, L.J., Grinlay, Nancy R., Mann, P., (2000). *Identification of recent faulting in Bahia de Anasco and Bahia Mayaguez. Western Puerto Rico.* *Abatracts as EOS, American Geophysical Union*, Vol: 81, n°48, sppl: 1181pp.
- Dillon, W.P., Sacanlon, K. M., Edgar, N. T., Coleman, D. F., (1996). *A review of the tectonic problems of the strike-slip northern boundary of the Caribbean plate and examination by GLORIA.* *Geology of United States Seafloor: The view from GLORIA.* Eds: Gardner J. V., Field M. E., Twichewll. D. C., 135-164pp



- Dillon, W.P., Austin, J. A., Sacalon, K. M., Edgar, N. T., Parson, L. M., (1992). *Accretionary margin of north-western Hispaniola: morphology, structure and development of part of the northern Caribbean plate boundary*. *Marine and Petroleum Geology*, Vol: 9, nº1, 70-88pp.
- Dillon, W. P., Coleman, D. F., Scanlon, K., (1994). *Plate responses to the transition from subduction to strike-slip motion in the northeastern Caribbean- Origin of the Puerto Rico Trench*. *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, Vol:26, no.7, 475.
- Dillon, W., Ten Brink, U., Scanlon, K., Frankel, A., (1999). *Seismic and tsunami hazards in northeast Caribbean*. *Addressed at meeting EOS*, 309-310pp.
- Dillon, W., Ten Brink, U., Acosta, Juan., Carbó, Andres., Vegas, Ramon., Muñoz A. & PRICO Working Group. (1998). *Joint Spanish-American Research Uncover Fracture Pattern in Northeastern Caribbean*. *EOS, American Geophysical Union*, Vol: 79, nº28, 332-339pp.
- Discroll, Neal W. & Diebold, John B., (1998). *Deformation of the Caribbean region: One plate or two?*. *Geology (Boulder)*, Vol: 26, nº11, 1043-1046 pp.
- Dixon, Timothy H., Farina, Fredericks., DeMets, Charles., Jansma, Pamela., (1998). *Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformation from a decade of GPS observations*. *Journal of Geophysical Research*, Vol: 103, nºB7, 15,157-15,182pp.
- Dolan, J.F., Mann, P., de Zoeten, R., Heubeck, C., Shiroma, J., Monechi, S., (1991). *Sedimentologic, stratigraphic and tectonics synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. Geologic and tectonic Development of Hispaniola*. *Geology Society of America, Special Paper*, Eds: Mann, P., Draper, G., Lewis J. F., 262, 217-264pp.
- Dolan, J. F. & Wald, D. J., (1997). *Comment of "The 1946 Hispaniola earthquakes and the tectonic of the North America-Caribbean plate boundary zone, northeastern Hispaniola" by Russo, R. M. And Villaseñor, A*. *Journal of Geophysical Research*, Vol: 102, 785-792pp.
- Dolan, J. F. & Wald, D. J., (1998). *The 1943-1953 north-central Caribbean earthquakes: Active tectonic setting, seismic hazards, and implications for Caribbean-North America plate motions*. *Special Paper, Geological Society of America*, Vol: 326, 143-170pp.
- Dolan, J. F., Mullins, H. T., Wald, D. J., (1998). *Active tectonics of north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning, and opposing subducted slabs*. *Special Paper, Geological Society of America*, Vol: 326, 1-62pp.
- Dominguez, S., Lallemand, S.E., Malavielle, J., (1998). *Upper plate deformation associated with seamount subduction*. *Tectonophysics*, Vol: 293, nº34, 207-224pp.
- Dominguez, S., Lallemand, S.E., Malavielle, J., von Huene, R., (2000). *Deformation of accretionary wedges in response to seamount subduction; insights from sandbox experiments*. *Tectonics*, Vol: 19(1), 182-196pp.
- Draper, Grenville., Gutierrez, Gabriel., Lewis, John F., (1996). *Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt., orogenic expression of the Mid-Cretaceous Caribbean arc polarity reversal?*. *Geology (Boulder)*, Vol: 24, nº12, 1143-1146 pp.



Duncan, R. A., Hardgraves, R. B., (1984). *Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. Geology Society of America, Memoir*, 162, 81-93pp.

Edgar, N. T., Dillon, W. P., Jacobs, C., Parson, L. M., Scaloni, K. M., Holcombe, T. L., (1990). *Structure and spreading history of the central Cayman Trough. Transactions of the 12th Caribbean Conference, Miami Geological Society*. Eds: Larue, D. K. & Draper, G. 33-42pp.

Engdahl, E. R., Van der List, R. D., Buland, R., (1998). *Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth relocation. Bull. Seism. Soc. Am.* 88:722-743pp.

Frost, C. D., Schellekens, J. H., Smith, A. L., (1998) *Nd, Sr, and Pb isotopic characterization of Cretaceous and Paleogene volcanic and plutonic island arc rocks from Puerto Rico. Special Paper, Geological Society of America*, Vol: 322, 123-132pp.

Goncalves, P., Guillot, S., Lardeaux, J.M., Nicollet, C., Mercier de Lepinay, B., (2000). *Thrusting and sinistral wrenching in a pre-Eocene HP-LT Caribbean accretionary wedge (Samaná Peninsula, Dominican Republic), Geodinamica Acta*, Vol: 13, nº2-3, 119-132pp.

Grindlay, N. R., Abrams, L. J., Mann, P., Del Greco, L., (2000). *A high-resolution sidescan and seismic survey reveals evidence of late Holocene fault activity offshore western and southern Puerto Rico. Abstracts of EOS, American Geophysical Union*, Vol: 81, nº48, suppl: 1181pp.

Harrison, C. G. A. & Carle, H. M., (1981). *Intermediate wavelength magnetic anomalies over ocean basins. Journal of Geophysical Research*, 86:11585-11599.

Holcombe, T. L., Vogt, P. R., Mathews, J. E., Murchinson, R. R., (1973). *Evidence for sea-floor spreading at the Cayman Trough. Earth and Planetary Science Letters*, Vol: 20, 357-371pp.

Jansma, Pamela E., Mattioli, Glen S., Lopez, Alberto., DeMets, Charles., Dixon, Timothy H., Mann, Paul., Calais, Eric., (2000). *Neotectonics of Puerto Rico and the Virgin Islands, northeastern Caribbean, from GPS geodesy. Tectonics*, Vol: 19, nº 6, 1021-1037pp.

Jolly, W.T., Lidiak, E. G., Dickinson, A. G., Tsai-Way Wu., (1998). *Geochemical diversity of Mesozoic island arc tectonic blocks in eastern Puerto Rico. Special Paper, Geological Society of America*, Vol: 322, 67-98pp.

Jolly, W.T., Lidiak, E. G., Schellekens, J. H., Santos, H., (1998). *Volcanism, tectonics and stratigraphic correlations in Puerto Rico. Special Paper, Geological Society of America*, Vol: 322, 1-34pp.

Ladd, J. W. & Watkins, J. S., (1976). *Multifold seismic reflection records from the Venezuela Basin. Abstracts with Programs - Geological Society of America*, vol.8, no.6, pp.967-968pp.

Ladd, W. J., Worzel, J. L., Watkins, J. S., (1977). *Multifold seismic reflections records from the northern Venezuela basin and the north slope of the Puerto Rico trench. Marine Science Institute. University of Texas*, 41-56 pp.



Ladd, J. W., Watkins, J. S., (1979). *Tectonic development of trench-arc complexes on the northern and southern margins of the Venezuela Basin. Memoir - American Association of Petroleum Geologists*, no.29, pp.363-371pp.

Lao-Dávila, Daniel Alberto., Draper, G., (2002). *Insights into the Tertiary tectonic evolution of western Puerto Rico from paleostress studies. Abstracts, Geological Society of America*, Vol: 34 n°6, 28pp.

Larue D. K., Torrini R., Smith A. L., Joyce J., (1998). *North Coast Tertiary basin of Puerto Rico: From arc basin to carbonate platform to arc-massif slope. Special Paper, Geological Society of America*, Vol: 322, 155-176pp.

Larue D. K & Ryan H. F., (1998). *Seismic reflection profiles of the Puerto Rico Trench: Shortening between the North American and Caribbean plates.. Special Paper, Geological Society of America*, Vol: 322, 193-210pp.

Lebron, M. C., Perfit, Michael R., (1993). *Stratigraphic and petrochemical data support subduction polarity reversal of the Cretaceous Caribbean island arc. Journal of Geology*, Vol: 101, n°3, 389-396 pp.

Lidiak., E. G. & Larue, K. E. Eds. (1998). *Tectonics and Geochemistry of the Northeastern Caribbean. Special Paper, Geological Society of America*, Vol: 322, 215pp.

Lidiak, E. G. & Jolly, W. T., (1998). *Geochemistry of intrusive igneous rocks, St. Croix, U.S. Virgin Islands. Special Paper, Geological Society of America*, Vol: 322, 133-154pp.

Lowrie, W., (1997). *Fundamentals of Geophysics. Cambrid. Univ. Press.* 354pp.

Lundgren, P.R., Russo, R.M., (1996). *Finite element modeling of crustal deformation in the North America-Caribbean plate boundary zone. Journal of Geophysical Research*, Vol: 101, n°B5, 11,317-11,327pp.

Mann, P., Prentice, C. S., Burr, G., Peña, L. R., Taylor, F. T., (1998). *Tectonic geomorphology and paleoseismology of the Septentrional fault system, Dominican Republic. Special Paper, Geological Society of America*, Vol: 326, 63-124pp.

Mann, P., Grinlay, Nancy R., Van Gestel, J-P., Dolan, James F., (2000). *Regional effects of oblique collision of the Bahamas Platform in the Hispaniola-Puerto Rico area. Abstracts as EOS, American Geophysical Union*, Vol: 81, n°48, suppl: 1180pp.

Mann, P., Maumoto, T., (1984). *Neotectonics of Hispaniola: plate motion sedimentation, and seismicity at a restraining bend. Earth and Planetary Science Letters*, 70, 311-324pp.

Mann, P., Prentice, C. S., Draper, G., (2000). *Late Quaternary activity of the Cerro Golden Fault Zone, Transpressional Uplift of the La Cadena Range, and Their possible relation to the opening of the Mona Rift, western Puerto Rico. Abstracts as EOS, American Geophysical Union*, Vol: 81, n°48, suppl: 1181pp.

Mann, Paul. (Ed), (1999). *Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present. Elsevier Science B.V. CARIBBEAN BASINS OF THE WORLD*, 4, 3-31pp.



- Mann, Paul., Calais, E., Huerfano, V. (2004). *Earthquake Shakes "Big Bend" Region of North America-Caribbean Boundary Zone*. *Eos, Trans. Amer. Geophys. U.* Vol: 85(8).
- Mann, P., Calais, Eric, Ruegg, Jean-Claude, DeMets, Charles, Jansma, Pamela E., (2002). *Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations*. *Tectonics*, Vol:2, nº6, 26pp.
- Mann. P. & Burke, K. (1984). *Neotectonics of the Caribbean*. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Vol: 22, 4:309-362pp.
- Martin, Jennifer. L., Ten Brink, U., Von Hillebrandt, C., G. Roth, E., Miller, G., (2001). *Project PROBES (Puerto Rico Ocean Bottom Earthquake Survey)*. USGS
- Martin, Jennifer L., Ten Brink, U., Dillon, William P., Nealon, Jeffrey W., (2001). *3-D Gravity analysis of the NE Caribbean and the development of the Puerto Rico Trench*. *Abstracts, Geological Society of America*, Vol: 33, nº6, 263pp.
- Masson, D.G. & Scanlon, K. M., (1991). *The neotectonic setting of Puerto Rico*. *Geological Society of America Bulletin*, Vol: 103, 144-154pp.
- McCann, W, R. (2000). *Neotectonic of the Anegada Trough, northeastern Caribbean*. *Abstracts as EOS, American Geophysical Union*, Vol: 81, nº48, suppl: 1182pp.
- McCann, William R. (2002). *Earthquake submarine geology and estimates of fault slip rates in Puerto Rico and the Virgin Islands*. *Abstracts, Geological Society of America*, Vol: 34, nº6, 28pp.
- McCann, William R., (2002). *Microearthquake data elucidate details of Caribbean subduction zone*. *Seismological Research Letters*, Vol: 73, nº1, 25-32pp.
- McCann, William R., Pindell, J., (2000). *Possible Seismicity Reactivation caused by opposing-dip slab collision at depth beneath Hispaniola, north central Caribbean*. *Abstracts as EOS, American Geophysical Union*, Vol: 81, nº48, suppl: 1182pp.
- Monroe, W.H., Chase, R.L., Bunce, E.T., Phillips, J., (1975). *Geophysical study of Antilles Outer Ridge, Puerto Rico Trench, and northeast margin of Caribbean Sea* [modified]. *AAPG Bulletin*, Vol: 29, nº12, 2322-2324pp.
- Montgomery, Homer, Pessagno, Emile A, Lewis, John F., Schellekens, Johannes., (1994). *Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean*. *Tectonics*, Vol: 13, nº2, 725-732pp.
- Montgomery, Homer, Pessagno Emile A., Jr., Pindell, James L., (1994). *A 195 Ma terrance in 165 Ma sea: Pacific origin of the Caribbean Plate*. *Geological Society of America Today*, Vol: 4, nº1, 1,3-5 pp.
- Montgomery, H., (1998). *Paleogene stratigraphy and sedimentology of the North Coast, Puerto Rico*. *Special Paper, Geological Society of America*, Vol: 322, 177-192pp.
- Motazedian, D. & Atkinson, G., (2000). *Development of ground motion relations for Puerto Rico*. *Abstracts as EOS, American Geophysical Union*, Vol: 81, nº48, suppl: 1183pp.



Moussa, M. T., & al., (1987) *The Quebradillas Limestone (Miocene- Pliocene), northern Puerto Rico, and tectonics of northeastern Caribbean margin. Geological Society American Bulletin*. 99: 427-439 pp.

Moya, Juan Carlos & McCann, William R. (1997). *Strain partitioning by formation of microplates in the Greater Antilles due to collision of the Bahamas Bank. Abstracts, Geological Society of America*, Vol: 29, nº6, 441-442pp.

Moya, Juan Carlos & McCann, William R., (1996). *Tsunami deposits in the northwestern Puerto Rico, evidence of earthquake hazards associated with rapid extension in Mona Passage. Abstracts, Geological Society of America*, Vol: 18, nº7, 183pp.

Muller, R. D., Royer, J-Y., Cande, S.C., Roest, W. R., Maschenkov, S., (1998). *New constraints on the late cretaceous/tertiary plate tectonic evolution of the Caribbean. Elsevier Science B.V. CARIBBEAN BASIN OF THE WORLD*, 4 edited by Mann, P. 736pp

Muszala, S.P., Grindlay, N.R., Bird, R.T., (1999). *Three-dimensional Euler deconvolution and tectonic interpretation of marine magnetic anomaly data in the Puerto Rico Trench. Journal of Geophysical Research*, Vol: 104, nºB12, 29,175-29,187pp.

Nafe & Drake, (1963). *Physical properties of marine sediments. The Sea*, Vol:3, 794-815 pp. Ed: Hill Interscience Publishers, N.Y. London.

Negredo, Ana M, Jimenez-Munt, Ivone, Villaseñor, Antonio, (2004). *Evidence for eastward mantle flow beneath the Caribbean plate from neotectonic modelling. Geophysical Research Letters*, Vol: 31, L06615.

Officer, C. B. J., Ewing, J .I., Edwards, R. S., Johnson, H. R., (1957). *Geophysical investigations in the eastern Caribbean: Venezuelan Basin, Antilles Island Arc, and Puerto Rico Trench. Geological Society American Bulletin*, 68: 359-378pp.

Perrot, J., Calais, Eric., Mercier de Lépinay, B., (1997). *Tectonic and Kinematic Regime along the Northern Caribbean Plate Boundary: New Insights from Broad-band modeling of the May 25, 1992, Ms=6,9 Cabo Cruz, Cuba Earthquake. Pure Applied Geophysics*, Vol: 149, 475-487pp.

Pindell, James, Draper, Grenville, Kennan, Lorcan, Stanek, Klaus P., Maresch, Walter V., (2001). *Evolution of the northern portion of the Caribbean Plate, Pacific origin to Bahamian collision. Abstracts, Geological Society of America*, Vol: 33, nº6, 153-154pp.

Pindell., J. L. & Dewey, J. F., (1982). *Permo-Tricasic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. Tectonics*, Vol: 2, 179-211pp.

Prentice, C. S., Mann, P., Burr, G., (2000). *Prehistoric Earthquakes associated with a Late Quaternary Fault in the Lajas Valley, Southwestern Puerto Rico. Abstracts as EOS, American Geophysical Union*, Vol: 81, nº48, sppl: 1182pp.

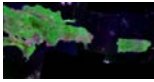
Pubellier, M., Mauffet, A., Leroy, S., Vila, J.M., Amilcar, H., (2000). *Plate boundary readjustment in oblique convergence: Example of the Neogene of Hispaniola, Greater Antilles. Tectonics*, Vol: 19, nº4, 630-648pp.



- Reid, J. Plumley, P. Schellekens, J., (1991). *Paleomagnetic evidence for late Miocene counterclockwise rotation of north coast carbonate sequence, Puerto Rico. Geophysical Research Letters*, 18: 319-324 pp.
- Rodriguez, C. M. & Doser, D.I., (2000). *Historic and recent seismicity of offshore western Puerto Rico. Abstracts as EOS, American Geophysical Union*, Vol: 81, n°48, suppl: 1182pp.
- Rodriguez, C.M., Doser, D.I., Flores, C., (2000). *Historic and recent seismicity of offshore western Puerto Rico. Abstracts as EOS, American Geophysical Union*, Vol: 87. n°41, suppl: 1182pp.
- Rosecrantz, E., Ross, M. I., Sclater, J. G., (1988). *Age and spreading history of the Cayman Trough is determined from depth, heat flow and magnetic anomalies. Journal of Geophysical Research*, Vol: 93, 2141-2157pp.
- Roth, E G., Ten Brink, U., Miller, G., (2000). *Seismicity and crustal structure in the northeastern Caribbean: Initial results from a joint Land/OBS seismic experiment in Puerto Rico. Abstracts as EOS, American Geophysical Union*, Vol: 81, n°48, suppl: 1182pp.
- Russo, R M; Villasenor, A, (1995). *The 1946 Hispaniola earthquakes and the tectonics of the North America-Caribbean plate boundary zone, northeastern Hispaniola. Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, vol.100, no.4, pp.6265-6280 pp.
- Sandwell, D. T. & Smith W. H. F., (1997). *Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. Journal of Geophysical Research*, Vol:102, B5, 10039-10054pp.
- Schellekens, J. H., (1998). *Geochemical evolution and tectonics History of Puerto Rico. Special Paper, Geological Society of America*, Vol: 322, 35-66pp.
- Schwab, W. C., Danforth, W. W., Scaloni, K. M., Masson, D. G., (1991). *A giant submarine slope failure on the northern insular slope of Puerto Rico. Marine Geology*, Vol: 96, n°3-4, 237-246 pp.
- Sella, Giovanni F., Dixon, Timothy H., Ailin Mao, (2002). *REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy, Journal of Geophysical Research*, Vol: 107, n° B4, 17pp.
- Shurbet, G Lynn; Worzel, John Lamar, (1956). *Gravity observations at sea in USS Diablo [Puerto Rico] Bulletin Geodesique*, vol.42, no.226, pp.51-60pp.
- Smith, W. H. F. & Sandwell D. T., (1997). *Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. Science*, Vol: 277, 1957-1962pp.
- Smith A.L., Schellekens J. H., Muriel Diaz A-L. (1998). *Batholiths as markers of tectonic change in the northeastern Caribbean. Special Paper, Geological Society of America*. Vol 322. 99-122 pp.
- Speed, R. & Larue, D. K., (1991). *Extension and transtension in the plate boundary zone of the northeastern Caribbean. Geophysical Research Letters*.18:573-576.
- Sykes, Lynn R; Ewing, Maurice, (1965). *The seismicity of the caribbean region. Journal of Geophysical Research*, vol.70, no.20, pp.5065-5074pp.



- Taber, S. (1922) *The seismic belt in the Greater Antilles: Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol: 4, 199-219 pp.
- Talwani, Manik., Sutton, George H., Worzel, J. Lamar., (1959). *A crustal section across the Puerto Rico Trench. Journal of Geophysical Research*, Vol: 64, nº10, 1545-1555pp.
- Ten Brink, Uri. & Lin, Jian. (en prensa). *Stress interaction between subduction earthquakes and forearc strike-slip faults: Modeling and application to the northern Caribbean plate boundary. Journal of Geophysical Research*.
- Ten Brink, Uri., Martin, Jennifer L., Gurrola, Harold., Dillon, William., Huerfano, Victor, (en prensa). *Dynamic topography of Puerto Rico and Puerto Rico trench. Journal of Geophysical Research*.
- Ten Brink, U., Danforth, W., Polloni, C., Andrews, B., Llanes, P., Smith, S., Parker, E., Uozumi, T., (2004). *New sea floor reveals the structure of the Puerto Rico Trench and helps assess earthquake and tsunami hazards in the Northeast Caribbean. Eos, Trans. Amer. Geophys. U. Vol: 85(37). 349.*
- Van Gestel, J-P., Mann, P., Grinlay, Nancy R., Dolan, James F., (1999). *Three-phase tectonic evolution of the northern margin of Puerto Rico as inferred from an integration of seismic reflection, well, and outcrop data. Marine Geology*, Vol: 161, 257-286pp.
- Van Gestel, J-P., Mann, P., Grinlay, Nancy R., Dolan, James F., (1998). *Structure and tectonics of the upper Cenozoic Puerto Rico-Virgin Islands carbonate platform as determined from seismic reflection studies. Journal of Geophysical Research*, Vol: 103, nºB12, 30,505-30,530pp.
- Vogt, P.R., Lowrie, A., Bracey, D. R., Hey, R. H., (1976). *Subduction of aseismic ridges: effects on shape, seismicity, and other characteristics of consuming plate boundaries. Geological Society of America. Special Paper*, 172, 1-59pp.
- Weber, John C., Dixon, Timothy H., DeMets, C., Ambeh, W. Jansma, P., Mattioli, G., Saleh, J., Sella, G., Bilham, R., Pérez, O., (2001). *GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. Geological Society of America*, Vol: 29 nº1, 75-78pp.
- Wessel, P. & Smith, W. H. F., (1998). *New, improved version of Generic Mapping Tools released. Eos, Trans. Amer. Geophys. U. Vol: 79(47). 579*
- Windisch, C., Truchan, M., Bunce, E.T., (1977). *Multi-channel seismic study of the Lesser Antilles outer rise. EOS*, Vol: 58, nº6, 510-511pp.
- Worzel, John Lamar; Shurbet, G Lynn,(1955). *Gravity measurements in the Virgin Islands. Geological Society of America Bulletin*, vol.66, no.12, Part 2, pp.1638.
- Zelt, C. A., Smith, R. B., (1992). *Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure. Geophys. J. Int.* 108: 16-34pp.
- Ziegler, P.A., (1990). *Evolution of the North Atlantic- An Overview. Cap.8* 111-129pp.



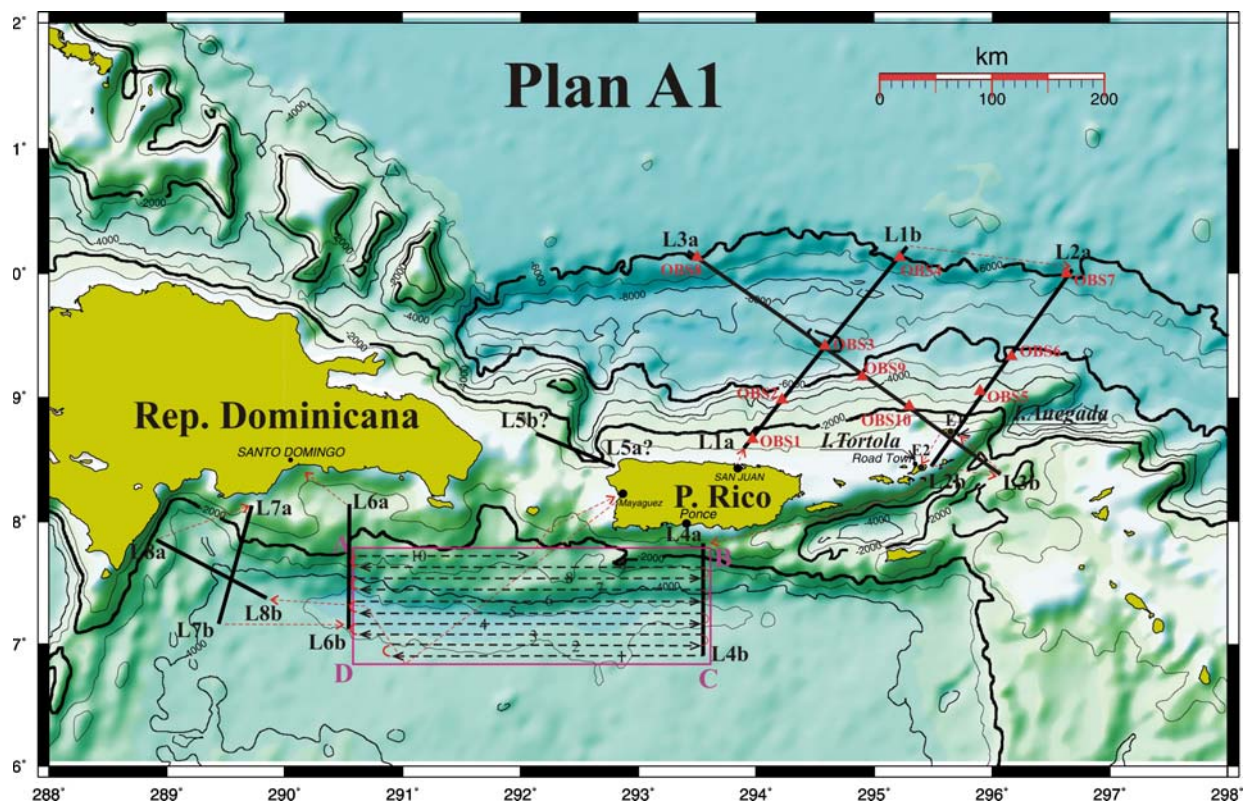
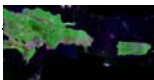


Figura 5.1: Plan A1.

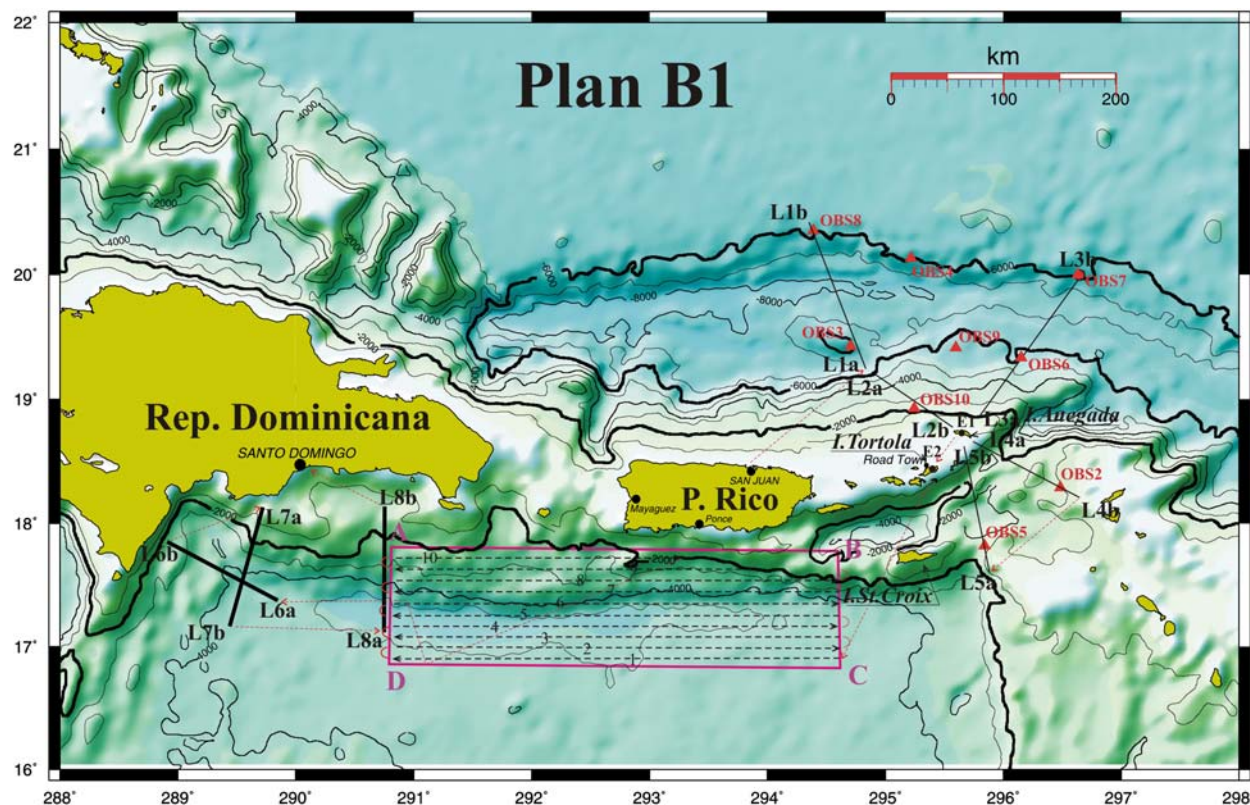


Figura 5.2: Plan B1.



PLAN A1 (OBS's fondeados con barco independiente y recogidos dos meses después con barco independiente)

Posibilidad de utilizar Airgun en aguas USA

ZONA NE	Itinerario	Día	millas	V(knt)	horas	horas en accesorios	técnicas
	SJ-TL1a	D+0	10	5	2	Larg. Cañones (veloc. Lenta)	
	L1a-L1b	D+1	125	5	25		G/M/MH/SR60
	TL1b-L2a		75	5	15	Recoger y largar cañones	G/M/MH
	L2a-L2b	D+2	115	5	23		G/M/MH/SR60
	TL2b-L3b	D+3	35	5	7	Veloc. Lenta. Larg. Streamer (+5h)	G/M/MH
	L3b-L3a	D+4	180	5	36	Tiros 30sg (+1h evolución)	G/M/MH/SR/SRF30
	L3a-L3b	D+6	180	5	36	Tiros 60sg	G/M/MH/SR/SRF60
	TL3b-Anegada		35	5	7	Recog. Streamer y cañones (+5h)	G/M/MH
	I. Anegada	D+7			10	Recuper.Est. Tierra y G/M tierra	G/M (tierra)
	T/Anegada-Tórtola		20	10	2		G/M/MH
	Tórtola				10	Recuper.Est. Tierra y G/M tierra	G/M (tierra)
	T/Tórtola-L4a		60	12	5	Transito normal	G/M/MH
		D+8	60	5	12	Largando Streamer	G/M/MH
	Total horas	201	D+8.4		190	11	
ZONA SUR PUERTO RICO y SUR REPUBLICA DOMINICANA	Itinerario	km	millas	V(knt)	horas	horas en accesorios	técnicas
	L4a-L4b		55	5	11	Tiros 30sg	G/M/MH/SR/SRF30
	1 (Cuadro A-B-C-D)	D+9	60	5	12	Recog. Streamer y cañones	G/M/MH
			80	12	7		G/M/MH
	2/10 (Cuadro A-B-C-D)	D+14	1368	12	114	(Evoluciones 48millas a 12Knt)+4h	G/M/MH
	T10 - Mayagüez		50	12	4		G/M/MH
	Mayagüez				4	Puerto embarcar estaciones	
	TMayagüez -L8b	D+15	150	12	13	Transito normal (intersecciones)	G/M/MH
			60	5	12	Largando Streamer	G/M/MH
	Total horas	181	D+15.9		177	4	
ZONA SUR REP. DOMINICANA	Itinerario	km	millas	V(knt)	horas	horas en accesorios	técnicas
	L8b-L8a	D+16	60	5	12	Tiros 30sg	G/M/MH/SR/SRF30
	TL8a-L7a		60	5	10		G/M/MH
	L7a-L7b	D+16	50	5	12	Tiros 30sg	G/M/MH/SR/SRF30
	TL7b-L6b		60	5	12		G/M/MH
	L6b-L6a	D+18	60	5	12	Tiros 30sg	G/M/MH/SR/SRF30
	TL6a-Sto.Domingo		35	5	7	Recog. Streamer y cañones (+5h)	
	Total horas	70	D+18.8		65	5	
CONTINGENCIAS	Horas de reserva				4	0	
	Total horas	4	D+19		4	0	
FINAL	Puerto Sto. Domingo						
TOTAL CAMPAÑA	HORAS					456	
	DÍAS					19	

G: Gravimetría M: magnetismo
SR: Sísmica de refracción

MH: Multi-Haz
SRF: Sísmica de reflexión

Las Líneas del Cuadro A-B-C-D, están espaciadas 10 Km entre sí.
En la realización se irá variando la equidistancia en función de la cobertura

TABLA 5.1: Distribución horaria y de operaciones realizada el 4 de Diciembre de 2004. Plan A1



PLAN B1 (OBS's fondeados por Hespérides. Recoge otro barco)

No es posible utilizar Air Gun en aguas USA

	Itinerario	Día	millas	V(knt)	horas	horas en accesorios	técnicas
ZONA NE	SJ-OBS's-3-8-4-7-6-9-10-5-L1a	D+0	410	12	35	(8 OBS's x 3 horas=24 horas) Largado cañones en OBS5-L1a	G/M/MH
		D+1		0	24		G/M/MH
		D+2	60	5	12		G/M/MH
	L1a-L1b	D+3	75	5	15	Tiros 30sg	G/M/MH/SR/SRF
	L1b-L1a	D+4	75	5	15	Tiros 60sg, evolución (+1h)	G/M/MH/SR/SRF
	L2a-L2b		49	5	10	Tiros 30sg	G/M/MH/SR/SRF
	TL2b-L3a		11	5	3		G/M/MH
	L3a-L3b	D+5	86	5	17	Tiros 30sg	G/M/MH/SR/SRF
	L3b-L3a	D+6	86	5	17	Tiros 60sg, evolución (+1h)	G/M/MH/SR/SRF
	TL3a-L4a		11	5	3		G/M/MH
	L4a-L4b		60	5	12	Tiros 30sg	G/M/MH/SR/SRF
	TL4b- Anegada	D+7	60	5	12	Recuper.Streamer y Cañones	G/M/MH
	I. Anegada				10	Recuper.Est. Tierra	G/M (tierra)
	T/Anegada-Tortola		22	12	2		G/M/MH
	I.Tortola				10	Recuper.Est. Tierra	G/M (tierra)
	T/Tortola-1(A-B-C-D)	D+8	103	12	9		G/M/MH
	208	D+8.6			206	2	
	Itinerario	km	millas	V(knt)	horas	horas en accesorios	técnicas
ZONA SUR Y REP. DOMIN.	1(Cuadro A-B-C-D)	D+9	162	12	14		G/M/MH
	2 / 9	D+14	1554	12	130		G/M/MH
	8 evoluciones		43	12	4	(Tránsito entre líneas 5.4 m/lin)	G/M/MH
	T9(A-B-C-D)-L6a	D+15	124	12	11		G/M/MH
			60	5	12	Largando Streamer y Cañones	G/M/MH
	171	D+15.8			171	0	
	Itinerario	km	millas	V(knt)	horas	horas en accesorios	técnicas
ZONA S REP. DOMIN.	L6a-L6b	D+16	60	5	12	Tiros 60sg	G/M/MH/SR/SRF
	TL6b-L7a		60	5	12		G/M/MH
	L7a-L7b	D+17	50	5	10	Tiros 60sg	G/M/MH/SR/SRF
	TL7b-L8a		60	5	12		G/M/MH
	L8a-L8b	D+18	60	5	12	Tiros 60sg	G/M/MH/SR/SRF
	TL8b-Sto.Domingo		44	5	9	Recog. Streamer-cañones (+3h)	
	70	D+18.7			67	3	
CONTING	Horas de reserva				7	0	
	7	D+19			7	0	
FINAL	Puerto Sto. Domingo						
TOTAL						456 h (19 días)	

TABLA 5.2: Distribución horaria y de operaciones realizada el 4 de Diciembre de 2004. Plan B1



PLAN DE CAMPAÑA (GEOPRICO-DO)
ZONAS SUR REPÚBLICA DOMINICANA Y SUR PUERTO RICO
13/02/2005

AÑO 2005

Mes	Día	hora	Itinerario	Km	mill	knt	hr	Observaciones	técnicas
Abril	29	8:00	TSan Juan-Zona de calibración	140	76	10	8	Desplazamiento	
		16:00	Operaciones de calibración				6		
	30	22:00	TL8	120	65	10	7	Desplazamiento	G/M/MH
		5:00	TL8	93	50	5	10	Larg. Streamer y airgun. Desplazamiento	G/M/MH
		15:00	L8	120	65	5	13	L8 a 35 km de la costa (30 sg)	G/M/MH/MCS/SR
	31	4:00	T6	130	70	5	14	60 seg.	G/M/MH/SR
		18:00	L6	80	43	5	9	30 seg. (L6 a 20 km de la costa)	G/M/MH/MCS/SR
	1	3:00	T7	50	27	6	5	Desplazamiento	G/M/MH
		8:00	L7	110	59	5	12	L7 a 25 km de la costa	G/M/MH/MCS/SR
		20:00	TL8Q	93	50	5	10	Rec.Streamer y airgun. Desplazamiento	G/M/MH
	2	6:00		97	52	10	5	Desplazamiento	G/M/MH
		11:00	9Q-10Q-1Q-2Q-3Q-4Q-5Q-6Q	2600	1404	12	117		G/M/MH
	3-6								
	7	8:00	T a Ponce	40	22	10	2		
		10:00	Atrake en Ponce				9		G/M (tierra)
		19:00	Salida de Ponce						
			horas totales				227		

OBS's fondeados y recuperados con barco independiente

G: Gravimetría

M: Magnetismo

MH: Multihaz

SR: Refracción profunda

MCS: Sísmica multicanal

Lxa y Lxb principio y final de Línea

T: Transito

TABLA 5.3: Distribución de tareas y tiempos en la 1ª Fase

PLAN DE CAMPAÑA (GEOPRICO-DO)
ZONA NE DE PUERTO RICO - ISLAS VIRGENES (Británicas)
13/02/2005

Mes	Día	hora	Itinerario	Km	mill	knt	horas	Observaciones	técnicas
Abril	7	19:00	TPonce-L1	210	113	10	12		G/M/MH
	8	7:00		18	10	5	2	Dar airgun	
		9:00	L1	235	127	5	25		G/M/MH/SR
	9	10:00					9	Dar streamer	
		19:00	L1	235	127	5	25		G/M/MH/MCS
	10	20:00	L2	210	113	5	23		G/M/MH/MCS
	11	19:00					9	Rec. streamer	
	12	4:00	L2-L3	135	73	5	15		G/M/MH/SR
		19:00	L3	115	62	5	12		G/M/MH/SR
	13	7:00	L4	110	59	5	12		G/M/MH/SR
		19:00	L5	145	78	5	16		G/M/MH/SR
	14	11:00	L5b	40	22	5	4		G/M/MH/SR
		15:00	Fondeo I. Anegada				4	Recuper.Est. Tierra Rec. airgun	G/M (tierra)
		19:00	TL5d	115	62	10	6		G/M/MH
	15	1:00	L5d	80	43	5	9	Dar airgun	G/M/MH/SRF
		10:00	Entrada en I Tortola				12	Recuper.Est. Tierra	G/M (tierra)
		22:00	Salida Tortola						
			horas totales				195		

OBS's fondeados y recuperados con barco independiente

G: Gravimetría

M: Magnetismo

MH: Multihaz

SR: Refracción profunda

MCS: Sísmica multicanal

Lxa y Lxb principio y final de Línea

T: Transito

TABLA 5.4: Distribución de tareas y tiempos en la 2ª Fase



PLAN DE CAMPAÑA (GEOPRICO-DO)
SUR PUERTO RICO Y ENTRADA EN SANTO DOMINGO
13/02/2005

Mes	Día	Hora	Itinerario	km	millas	V(knt)	horas	Observaciones	técnicas
Abril	15	22:00	TTortola-7Q	220	119	10	12		G/M/MH
	16	10:00	7Q	250	135	10	14		G/M/MH
	17	0:00	TSto. Domingo	110	59	10	8	2 horas de margen	
		8:00	Santo Domingo						
Horas totales							34		

OBS's fondeados y recuperados con barco independiente

Lxa y Lxb principio y final de Línea

G: Gravimetría

T: Transito

M: Magnetismo

MH: Multihaz

SR: Refracción profunda

MCS: Sísmica multicanal

TABLA 5.5: Distribución de tareas y tiempos en la 3ª Fase

BARAHONA		
LOG.	LAT.	
288.871306	18.2113333	L6A
288.800806	18.23275	L6B
288.726778	18.237	L6C
288.623611	18.2652778	L6D
288.577681	18.3128	L6E
288.517722	18.354027	L6F
288.461917	18.35172	L6G
288.410806	18.4086944	L6H
288.335222	18.4156111	L6I

SAN JUAN DE OCOA		
LOG.	LAT.	
289.4041	18.4336111	L7A
289.4037	18.4849722	L7B
289.4497	18.5326944	L7C
289.5092	18.5851944	L7D
289.5427	18.6475277	L7E
289.6339	18.667444	L7F

SAN PEDRO DE MACORÍS		
LOG.	LAT.	
290.7214	18.443	
290.6915	18.5001	
290.6992	18.5688	
290.7514	18.6063	
290.7549	18.676	
290.7059	18.8269	
290.62	18.7909	
290.7118	18.8923	
290.6368	18.9317	
290.6317	18.9974	

TABLA 5.6: Localización de las estaciones de tierra en la Española.



TABLA 5.6: Localización de las estaciones de tierra en la Española.
POSICIONES DE LOS OBS EN LA ZONA NORESTE DE PUERTO RICO

OBS	Long.D	Long.M	Long.S	Lat.D	Lat.M	Lat.S	Long	Lat
1	-65	31	23.2	20	21	51.98	-65.523	20.3644
2	-64	53	10.01	20	9	57.4	-64.886	20.1659
3	-63	53	45.03	20	3	16.02	-63.896	20.0545
4	-65	19	2.39	19	23	12.58	-65.317	19.3868
5	-65	2	27.64	19	19	10.4	-65.041	19.3196
6	-64	39	55.68	19	14	19.8	-64.665	19.2388
7	-64	26	15.93	19	30	5.86	-64.438	19.5016
8	-64	12	48.74	19	8	24.25	-64.214	19.1401
9	-64	50	19.24	18	52	53.39	-64.839	18.8815
10	-65	31	39.47	19	1	9.5	-65.528	19.0193

ESTACIONES TIERRA ISLAS VÍRGENES: TÓRTOLA (T) Y ANEGADA (A)

ET	Long.D	Long.M	Long.S	Lat.D	Lat.M	Lat.S
T1	-64	38	24.96	18	26	43.33
T2	-64	35	50.28	18	26	2.52
T3	-64	35	8.1	18	25	51.78
A1	-64	19	57	18	43	46.92

TABLAS 5.7 y 5.8: Localización de las estaciones de tierra en las Islas Vírgenes y de los OBS's fondeados.

Métodos y Técnicas	Km	millas	Nº	Observaciones
Multihaz	5311	2868		Mapas batimétricos y modelos 3D
TOPAS	3791	2047		Obtención de Perfiles. Preprocesado
Sísmica de Refracción	897	484		Realización de líneas.
Sísmica de Reflexión	466	252		Realización de Perfiles y preprocesado
Gravimetría	5311	2868		Obtención de anomalías de aire libre y Bouguer. Realización de mapas
Geomagnetismo	5311	2868		Obtención de anomalías. Realización de mapas
Estaciones sísmicas en tierra			30	Instalación, retirada, mantenimiento, volcado de datos
Enlaces con bases gravimétricas			3	San Juan y Ponce (Puerto Rico), Santo Domingo (Rep. Dominicana)
Control con bases en tierra			1	Tratamiento de Datos del Observatorio Magnético de San Juan (PR)
Horas totales de Campaña			456	

TABLAS 5.9: Resumen de operaciones..

AGRADECIMIENTOS.

Este trabajo de investigación ha sido posible gracias a la ayuda y orientación de mis directores, el Dr. Andrés Carbó Gorosabel y el Dr. Alfonso Muñoz Martín.

Deseo agradecer a la dotación del BIO Hespérides y a los técnicos de la UTM su profesionalidad, gracias a la cual se han superado los inconvenientes y se ha realizado una exitosa campaña.

Del mismo modo deseo agradecer a mis compañeros María Druet, Juan Álvarez, Luis Miguel Agudo, Pilar Llanes y María Gómez los consejos y la ayuda, tanto durante la campaña Geoprico-Do en marzo y abril de 2005 como durante el mes dedicado a la redacción del presente trabajo.

Mi más sincero agradecimiento a mis padres y a mi familia por la educación recibida y por darme la oportunidad de estudiar aun cuando las condiciones no eran favorables, os estaré eternamente agradecido y espero no defraudaros nunca.

Y finalmente, a ti Soraya mil gracias por tu comprensión, apoyo y paciencia durante todo este tiempo.